

Einfluss von Kondensstreifen und natürlicher Bewölkung auf den Tagesgang der Temperatur

Diplomarbeit

im Fachbereich Meteorologie der Ludwig-Maximilians-Universität München

Simone Raith

DLR Oberpfaffenhofen
Institut für Physik der Atmosphäre

Februar 2007

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	1
1 Motivation und Problemstellung	3
2 Tagesgang der Temperatur (DTR)	7
2.1 Eigenschaften des DTR	7
2.2 Klimatologischer Trend des DTR	9
2.3 Globale Variabilität des DTR aus Stationsmessungen	10
3 Klimawirkung von Flugverkehrsemissionen	13
3.1 Überblick	13
3.2 Kondensstreifen	15
3.3 Strahlungsantrieb von Wolken und Kondensstreifen	16
4 Modell- und Experimentbeschreibung	21
4.1 Allgemeine Beschreibung des Zirkulationsmodells ECHAM4.L39(DLR) . . .	21
4.2 Experimentbeschreibung der Modellläufe	23
4.3 Reanalyse ERA-40	24
5 DTR im Modell und in Beobachtungen	25
5.1 Tagesgang des DTR	25
5.2 Geographische Verteilung des DTR	28
5.3 Jahresgang des DTR	31
6 Zusammenhang zwischen DTR und Wolken	33
6.1 Korrelation zwischen DTR und Bedeckung	33
6.2 Korrelation zwischen DTR und hoher Bewölkung	41

7	Möglicher Zusammenhang zwischen DTR und Kondensstreifen	45
7.1	Travis-Hypothese	45
7.2	Überprüfung der Travis-Hypothese	48
7.2.1	Tagesgang des Strahlungsantriebs von Kondensstreifen am Boden . .	49
7.2.2	Differenz ΔDTR zwischen Simulationen mit und ohne Luftverkehr . .	51
7.2.3	Korrelation zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb . .	52
7.2.4	Trend des DTR aus Reanalysedaten	53
7.2.5	Autokorrelationslänge einer 3-Tagesperiode im September	55
7.2.6	Konfidenzintervall 11 - 13 September	56
7.3	Zusammenfassung	58
8	Schlussbetrachtung und Ausblick	61
	Abkürzungsverzeichnis	65
	Abbildungsverzeichnis	67
	Literaturverzeichnis	71
	Danksagung	75

Kurzfassung

Diese Diplomarbeit befasst sich mit der Frage, inwieweit natürliche Wolken und Kondensstreifen einen Einfluss auf den Tagesgang der Temperatur haben. Travis et al. (2002a) behaupten, dass das Fehlen von Kondensstreifen über den USA nach dem 11. September 2001 zu einer Erhöhung des Tagesgangs der Temperatur von etwa 1°C führt. Ihre Behauptung wird einer gründlichen Überprüfung unterzogen. Die hier vorgestellten Ergebnisse basieren auf Simulationen mit dem globalen Klimamodell ECHAM4, das eine Kondensstreifenparametrisierung beinhaltet, und auf beobachteten Daten des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysesystems. ECHAM4 unterschätzt den Tagesgang der Temperatur über Land systematisch, aber erfasst sowohl die geographische Verteilung des Tagesgangs der Temperatur als auch den linearen Zusammenhang zwischen Bewölkung und Tagesgang der Temperatur, der in den beobachteten Daten zu sehen ist. Modell- wie auch Reanalyse-daten zeigen, dass die Korrelation zwischen Tagesgang der Temperatur und Bewölkung hauptsächlich durch die tiefen Wolken bestimmt ist. Im Rahmen dieser Arbeit wurde keine signifikante Reduktion des Tagesgangs der Temperatur bei Anwesenheit von Kondensstreifen gefunden. Die Teilergebnisse, die die Travis-Hypothese nicht bestätigen, überwiegen. Eine endgültige Widerlegung der Travis-Hypothese konnte aber aufgrund des systematischen Fehlers des Tagesgangs der Temperatur im Modell, sowie noch bestehender Unsicherheiten bei der Wirkung des Luftverkehrs auf die hohe Bewölkung, nicht geliefert werden.

Kapitel 1

Motivation und Problemstellung

Die jährliche Zuwachsrate der Transportleistung des Luftverkehrs liegt bei etwa 5%, was zu einer stetig anwachsenden Umweltbelastung führt (Penner et al., 1999). Auch die durch den Flugverkehr verursachten Kondensstreifen tragen zum anthropogenen Treibhauseffekt bei. Denn Kondensstreifen beeinflussen genauso wie natürliche Zirren die Strahlungsbilanz der Erdatmosphäre und somit das Klima. Der Bericht des International Panel on Climate Change (IPCC) von 1999 über die globale Beeinflussung der Atmosphäre durch den Luftverkehr (Penner et al., 1999) schätzte den Einfluss von linienhaften Kondensstreifen für das Jahr 1992 mit 17 mW/m^2 ab. Diese Abschätzung basierte auf der Studie von Minnis et al. (1999). Neuere Ergebnisse zeigen aber, dass der globale Strahlungsantrieb von Kondensstreifen im IPCC-Bericht deutlich zu hoch bewertet wurde (Sausen et al., 2005). So wird der Kondensstreifenstrahlungsantrieb für das Jahr 1992 von Myhre und Stordal (2001) mit 9.0 mW/m^2 und von Marquart (2003) mit 3.5 mW/m^2 angegeben. Die teilweise Neubewertung ist eine Folge von neuen Beobachtungsstudien, weiterentwickelten Parametrisierungsansätzen und höherwertigen Strahlungstransfermodellen. Die aktuellste Studie von Stuber und Forster (2006) zeigt mit 2.0 mW/m^2 sogar einen noch kleineren Wert des Kondensstreifenstrahlungsantriebs.

Dem Netto-Effekt von flugverkehrsinduzierten Zirren wird hingegen ein größerer Wert zugesprochen; dieser ist aber noch nicht zuverlässlich genug quantifiziert (Minnis et al., 2004; Stordal et al., 2005; Sausen et al., 2005). Ein merklicher Klimaeffekt durch flugverkehrsinduzierte Zirren ist also nicht auszuschließen, obwohl sich Abschätzungen eines Einflusses auf die mittlere Temperatur über den USA in der Größenordnung 0.3 K/Dekade (Minnis et al., 2004) als unvereinbar mit dem aktuellen Wissensstand über den globalen und regionalen Klimaeffekt erwiesen haben (Shine, 2005; Ponater et al., 2005). Zusammen mit weiteren indirekten Einflüssen auf die hohe Bewölkung ist dieser Effekt aber von allen flugverkehrsbedingten Einflüssen möglicherweise der größte (Sausen et al., 2005). Es stellt sich also die Frage nach der quantitativen Bedeutung des gesamten Kondensstreifeneffekts für verschiedene klimatologische Parameter, sowohl aus der globalen Perspektive, als auch insbesondere in Regionen mit hoher Flugverkehrsdichte.

In der Arbeit von Travis et al. (2002a) wurde erstmals der mögliche Einfluss von Kondensstreifen auf den Tagesgang der Temperatur, im Folgenden abgekürzt als DTR (Daily

Temperature Range), untersucht. Diese Arbeit wird im Folgenden vorgestellt. Nach den Terroranschlägen des 11. Septembers 2001 in den USA wurde der kommerzielle Luftverkehr vom 11. September, nach dem Erreichen der Minimumtemperatur, bis zum 14. September, vor dem Erreichen der Maximumtemperatur, eingestellt. Abgesehen von den Kondensstreifen der Militärflugzeuge war der Himmel über den USA während dieser Tage kondensstreifenfrei. Diese flugverkehrsfreie 3-Tagesperiode nahmen Travis et al. (2002a) zum Anlass, den Einfluss von Kondensstreifen auf den Tagesgang der Temperatur zu untersuchen. Abbildung 1.1 zeigt, dass der 3-Tagesmittelwert des DTR vom 11. bis 14. September 2001, gemittelt über die USA, um 1.1°C über dem 30-jährigen Mittelwert (1971-2000) dieser 3-Tagesperiode liegt. Darüber hinaus verhält sich der DTR in dieser Periode gegensätzlich zu den benachbarten 3-Tagesperioden 8. bis 11. und 14. bis 17. September. Travis et al. (2002a) führen den ungewöhnlich hohen DTR dieser Tage auf das Fehlen der Kondensstreifen zurück und stellen die These auf, dass Kondensstreifen den DTR um 1.1°C oder mehr (in Anbetracht der noch größeren Abweichungen zu den Zeiträumen vor und nach dem 11. bis 14. September) reduzieren.

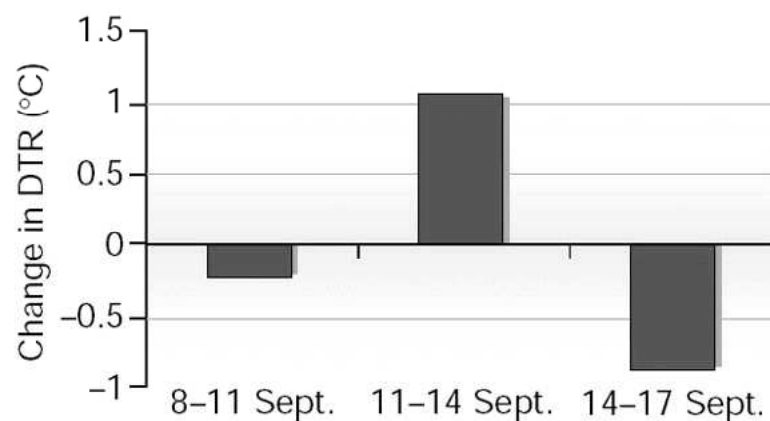


Abbildung 1.1: Abweichung des mittleren Tagesgangs der Temperatur für die 3-Tagesperioden 8.-11., 11.-14. und 14.-17. September 2001 vom klimatologischen Mittelwert der Jahre 1971-2001. Mittel über den USA, berechnet aus Stationsmessungen (Abbildung aus Travis et al. (2002a)).

Auch Forster und Solomon (2003) beschäftigten sich mit der Bedeutung des DTR auf das regionale Klima. Sie fanden heraus, dass der DTR an den Wochenenden signifikant größer ist als unter der Woche. Sie bringen diesen Effekt zwar nicht in Zusammenhang mit dem Luftverkehr, aber es wäre ein denkbarer Bezug, da an den Wochenenden die Luftverkehrsdichte sicherlich geringer ist.

Ein Kritikpunkt an Travis et al. (2002a) ist, dass sie in ihrer Arbeit die über den USA herrschenden synoptischen Bedingungen, welche auch für den beobachteten DTR verantwortlich gewesen sein könnten, nicht quantitativ berücksichtigten. Kalkstein und Balling (2004) hingegen analysierten die Luftmassen in den USA für die Tage nach dem 11. September 2001 und

setzten sie in Beziehung zum DTR. Sie fanden heraus, dass die am 11. und 12. September 2001 über einem großen Teil der USA herrschenden kalten, trockenen polaren Luftmassen ebenfalls den hohen DTR erklären könnten.

Der IPCC Bericht (2001) deutet darauf hin, dass über lange Zeiträume die Abnahme des DTR charakteristisch für den Klimawandel der heutigen Zeit ist. Da die Minimumtemperatur nachts sehr viel stärker zunimmt als die Tagesmaximumtemperatur, ist über Landflächen vielerorts ein signifikanter negativer Trend im DTR zu verzeichnen (Easterling et al., 1997; Vose et al., 2005). Daher muss eine Abnahme des DTR nicht unbedingt auf Luftverkehrseffekte zurückgeführt werden, sondern kann auch mit dem Klimawandel begründet werden. Mögliche Gründe für die globale Abnahme im DTR im Zuge der anthropogenen Klimaänderung sind Zunahme von Bewölkung, Bodenfeuchte und Niederschlag und Änderungen in der globalen Zirkulation (Easterling et al., 1997).

Da noch weitere Aspekte, diese werden in Kapitel 7 vorgestellt, für eine kritische Betrachtung der Travis-Hypothese sprechen, bedarf es einer Überprüfung dessen Behauptung, dass Kondensstreifen den Tagesgang der Temperatur reduzieren. In dieser Arbeit wird zum ersten Mal mit Hilfe von Daten eines Klimamodells die Travis-Hypothese kritisch beleuchtet. Das Modell hat den Vorteil, dass lange Simulationen mit und ohne Luftverkehr durchgeführt werden können und somit ein direkter statistischer Vergleich dieser Experimentdaten möglich ist. Neben den Modellsimulationen werden auch Reanalysedaten für die Überprüfung herangezogen.

Die vorliegende Arbeit ist wie folgt aufgebaut:

Im nächsten Kapitel (Kapitel 2) werden die Eigenschaften des DTR anhand von bekanntem Literaturwissen genauer beschrieben. Die grundlegenden Größen, die den DTR beeinflussen, sowie saisonale und geographische Variationen und der langzeitliche Trend des DTR werden vorgestellt. Nach einem kurzen Überblick über die Klimawirkung des Flugverkehrs wird in Kapitel 3 besonders auf die Bedeutung der Kondensstreifen für das Klima eingegangen. Zuerst wird die Bildung von Kondensstreifen, dann der Strahlungsantrieb von natürlichen Wolken und Kondensstreifen beschrieben. In Kapitel 4 wird das verwendete globale Zirkulationsmodell ECHAM4/MLO erläutert. Danach erfolgt eine Beschreibung der in dieser Arbeit verwendeten Modellsimulationen. Außerdem werden die Reanalysedaten des ECWMF vorgestellt, die zur Validierung der Modellergebnisse dienen. In Kapitel 5 werden die Eigenschaften des DTR, unter anderem die geographische Verteilung und der Jahresgang des DTR, im Klimamodell besprochen. Diese werden mit den Reanalysedaten evaluiert. Kapitel 6 befasst sich mit dem linearen Zusammenhang zwischen DTR und Bewölkung. Dabei werden sowohl DTR und totaler Bedeckungsgrad als auch DTR und Wolkenstrahlungsantrieb am Erdboden miteinander korreliert. Des weiteren wird der lineare Zusammenhang zwischen DTR und hoher Bewölkung analysiert. Kapitel 7 setzt sich schließlich im Detail mit der Überprüfung der Travis-Hypothese auseinander. Zuerst wird diese ausführlich erläutert und ihre Kritikpunkte aufgeführt. Dann werden die Ergebnisse der Überprüfung vorgestellt und diskutiert. Den Abschluss bildet Kapitel 8, in dem die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefasst werden und ein Ausblick gegeben wird.

Kapitel 2

Tagesgang der Temperatur (DTR)

Der Tagesgang der Temperatur ist definiert als die Differenz zwischen der Maximum- und Minimumtemperatur eines Kalendertages. Meistens, so auch im Rahmen dieser Arbeit, wird der Begriff im Zusammenhang mit der bodennahen Lufttemperatur gebraucht. Dieses Kapitel gibt einen Überblick über das Verhalten des DTR. Es stellt die grundlegenden Eigenschaften des DTR dar, die für das Verständnis dieser Arbeit wichtig sind. Örtliche und saisonale Variabilität und klimatologischer Trend des DTR werden in den folgenden Abschnitten beschrieben.

2.1 Eigenschaften des DTR

Der Tagesgang der bodennahen Lufttemperatur ist direkt an den Tagesgang der Globalstrahlung gekoppelt und zeigt daher in der Regel einen ausgeprägten Abfall in der Nacht, also nach Sonnenuntergang. Das Minimum wird dabei am frühen Morgen bzw. kurz vor Sonnenaufgang erreicht. Die Tagesmaximumtemperatur wird kurz nach Sonnenhöchststand erreicht.

In der realen Atmosphäre bewirken eine Vielzahl von Einflussgrößen die Variabilität der Temperatur. Nach Analysen von Dai et al. (1999) hängt der Tagesgang der Temperatur vor allem von folgenden Faktoren ab:

- Bewölkung
- Bodenfeuchte
- Niederschlag
- Synoptik (Advektion)
- Albedo
- Wasserdampf

Die nähere Beschreibung der Einflussgrößen des DTR, die in den folgenden Abschnitten erfolgt, entsprechen den Publikationen von Dai et al. (1999) und Karl et al. (1993).

Die Bewölkung ist ein wichtiger Einflussfaktor für die Globalstrahlung und somit auch für den Tagesgang der Temperatur. Am Tag reduzieren Wolken die einfallende solare Strahlung vor allem durch Reflexion, das Maximum der Tagestemperatur bleibt damit geringer als an einem unbewölkten Tag. Hierbei sind vor allem optisch dicke Wolken in der unteren Troposphäre oder Wolken, die sich durch die gesamte Tiefe der Troposphäre erstrecken, zum Beispiel Cumulonimben und Nimbostratus, sehr effektiv. Nachts nimmt die langwellige Gegenstrahlung in Anwesenheit von Wolken gegenüber dem unbewölkten Fall zu, das heißt das Minimum der Tagestemperatur erhöht sich. Somit nimmt die Temperaturdifferenz zwischen Tag und Nacht ab und der DTR wird kleiner.

Die Bodenfeuchte reduziert den DTR durch den kühlenden Effekt der Verdunstung. Tagsüber, wenn die Grenzschicht instabil und die potentielle Verdunstung hoch ist, ist die Reduktion der Maximumtemperatur durch Verdunstung in der Regel höher als in der Nacht. Darum ist der DTR in warmen trockenen Regionen sehr hoch, da hier die Freisetzung latenter Wärme limitiert ist. Auch Änderungen der Landoberflächenbeschaffenheit, zum Beispiel durch Abholzung und Desertifikation, beeinflussen den DTR durch veränderte Evatranspiration. Niederschlag reduziert den DTR aufgrund erhöhter Verdunstung in Bodennähe. Vor allem wenn Niederschlag auf trockenen Boden fällt, wird der DTR durch Verdunstungskälte, analog wie bei hoher Bodenfeuchte, stark reduziert. Der Wasserdampf der Atmosphäre hat hingegen kaum einen Einfluss auf den DTR. Da er hauptsächlich im langwelligen Spektralbereich absorbiert, hat er bei Tag und Nacht fast den gleichen erwärmenden Effekt. Synoptische Einflüsse wie ein Einbruch von Warm- oder Kaltluft können aber zu erheblichen Abweichungen und unter extremen Umständen zu einer Umkehr des Temperaturverlaufs führen. So haben Windrichtung und Advektionsprozesse mancherorts einen bedeutenden Effekt auf den DTR. Ein Beispiel hierfür ist die Advektion arktisch kalter und trockener Luftmassen, die in den nördlichen hohen Breiten den Temperaturverlauf stärker als der Strahlungstagesgang beeinflussen kann (vgl. Abschnitt 5.1).

Insgesamt beeinflussen alle Parameter den DTR, die unmittelbar die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre TOA (**T**op of **A**tmposhere) und am Boden modifizieren. Speziell die Bodenalbedo wirkt sich auf den DTR aus. Das hohe Rücktreuvermögen von Eis und Schnee reduziert die Maximumtemperatur am Boden.

Dai et al. (1999) untersuchten die Abhängigkeit des DTR von seinen Einflussgrößen quantitativ anhand von Korrelationen zwischen DTR und Bedeckungsgrad, spezifische Feuchte und Wind. Es stellte sich heraus, dass die Bewölkung die wichtigste Einflussgröße ist. Wolken, kombiniert mit den Dämpfungseffekten von Bodenfeuchte und Niederschlag können den täglichen Tagesgang der Temperatur über Land um 25-50% reduzieren (Dai et al., 1999).

2.2 Klimatologischer Trend des DTR

Während die Änderung der mittleren Bodentemperatur der gebräuchlichste Indikator für die Beschreibung des Klimawandels ist, liefern Änderungen in täglicher Maximum- und Minimumtemperatur, als auch im DTR, zusätzliche nützliche Informationen. So ist der DTR ein Index für den Klimawandel, der zur Identifizierung von natürlichen und anthropogenen Gründen der Erwärmung dienen könnte (z.B. Braganza et al. (2004)). Ein veränderter DTR kann Auswirkungen auf die Photosynthese und Atmung der Pflanzen haben. Mit dem Anstieg der Nachttemperaturen erhöhen sich zum Beispiel insbesondere die nächtlichen Atmungsverluste der Pflanzen (Enquete-Kommision Schutz der Erdatmosphäre des Deutschen Bundestages, 1994). Sowohl Klimamodelle als auch Beobachtungen zeigen über Land weltweit eine Abnahme des Tagesgangs der Temperatur, in Begleitung des Prozesses der globalen Erwärmung (Houghton et al., 2001). Der Treibhauseffekt führt nicht zu einem gleichmäßig über den Tagesgang verteilten Temperaturanstieg. Die Maximaltemperaturen, die im allgemeinen am Tag erreicht werden, nehmen nicht so stark zu wie die Minimaltemperaturen (Karl et al., 1993).

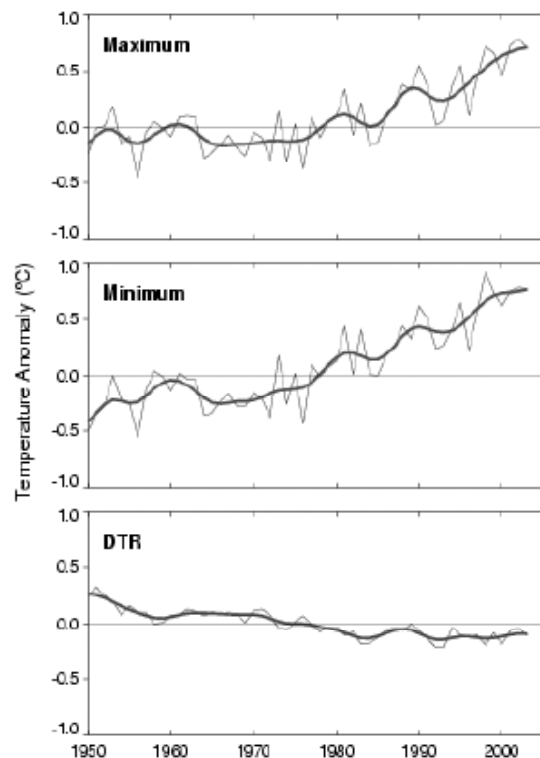


Abbildung 2.1: Zeitreihe der jährlichen Maximumtemperatur, Minimumtemperatur und des DTR. Dargestellt ist das Mittel über globale Landgebiete für die Jahre 1950-2004 (Abbildung aus Vose et al. (2005)).

Eine neue Studie zum Trend des DTR (Vose et al., 2005) untersucht die Beobachtungen aus dem “Global Historical Climatology Network”. Der globale Trend für die Periode 1950-2004 über Landregionen zeigt eine Zunahme der nächtlichen Minimumtemperatur um 0.204 °C pro Dekade, eine Zunahme der Maximumtemperatur um 0.142 °C pro Dekade und eine daraus resultierende signifikante Abnahme des DTR um -0.066 °C pro Dekade (siehe Abbildung 2.1). Die geographische Verteilung des Trends zeigt, dass der DTR fast über allen Landgebieten der Welt abnimmt. Allerdings sind auch einige wenige Regionen zu verzeichnen, in denen der DTR zunimmt, hierunter fallen z.B. der Nordosten Kanadas und Ostafrika (Vose et al., 2005; Folland und Karl, 2001).

Aus Abbildung 2.1 ist ersichtlich, dass die Minimumtemperatur über Landgebieten seit 1950 ungefähr zweimal so schnell zunimmt wie die Maximumtemperatur. Änderungen in Bedeckung, Niederschlag, Bodenfeuchte und atmosphärischer Zirkulation werden als Gründe in Betracht gezogen (Houghton et al., 2001). Der positive Trend im Bedeckungsgrad, aufgrund zunehmender Verdunstung in einem wärmeren Klima, ist physikalisch konsistent mit der Abnahme des Tagesgangs der Temperatur, da Wolken die einfallende Strahlung, welche einen dominanten Effekt auf den DTR hat, blockieren und somit das Maximum der Tagestemperatur reduzieren. Die durch Klimaänderungen verursachte Reduktion der Eis- und Schneebedeckung führen zu einer Zunahme des DTR, indem sie Meer oder Landflächen freilegen und somit die Minimumtemperatur stark zunimmt (Houghton et al., 2001). Verstärkte Urbanisierung, Bewässerung und Desertifikation werden als weitere Gründe in Betracht gezogen (Karl et al., 1993). So zeigten Gallo et al. (1998) anhand von Stationsbeobachtungen, dass der Trend des DTR in ländlichen Gebieten sich signifikant vom Trend des DTR in Stadtgebieten unterscheidet, mit deutlich größerem Trend des DTR in ländlichen Regionen. Ein weiterer möglicher Grund für den abnehmenden Trend im DTR könnte auch das global dimming sein (Wild et al., 2007).

2.3 Globale Variabilität des DTR aus Stationsmessungen

Dai et al. (1999) bestimmten in ihrer bereits erwähnten Studie auch die geographische Verteilung des Tagesgangs der Temperatur für die Wintermonate Dezember, Januar und Februar (DJF) und die Sommermonate Juni, Juli und August (JJA) der Nordhemisphäre für die Jahre 1980-1991. Die Daten stammen aus Stationsbeobachtungen von 6500 Stationen weltweit und aus dem “First International Satellite Land Climatology Project Field Experiment (FIFE)”. Wie Abbildung 2.2 zeigt, liegt der Tagesgang der Temperatur bei 4-8 °C über Inseln und Küstenregionen, während über dem Inland die Temperaturdifferenz zwischen Tag und Nacht auf 12-20 °C ansteigt, mit Maximalwerten in ariden Gebieten. In den mittleren und hohen Breiten ist der DTR im Winter geringer als im Sommer. Der Grund hierfür liegt an der saisonalen Variabilität der solaren Einstrahlung und an der stärkeren Advektion im Winter, die insbesondere mit wandernden synoptischen Systemen verbunden ist (Ruschy et al., 1991). Die saisonale Variabilität des DTR ist über Inseln und Küstenregionen hingegen

geringer, aufgrund der thermischen Trägheit des umgebenden Ozeans und seinem deutlich kleineren Jahresgang.

Abbildung 2.3 (Dai et al., 1999) zeigt die globale Verteilung des totalen Bedeckungsgrads für die Jahre 1980-1991. Der Bedeckungsgrad ist hoch über dem äquatorialen Gürtel, verbunden mit der starken Konvektion der ITCZ. Er erreicht sein Minimum in den Subtropen durch die dort herrschende absinkende Luftbewegung. Die Bedeckung nimmt in Richtung der Pole dann wieder stark zu, wobei sie ihr Maximum an der Polarfront (50-60°N) erreicht. Der Vergleich von Abbildung 2.3 mit 2.2 zeigt bereits optisch einen guten inversen Zusammenhang zwischen DTR und Bewölkung (siehe Abschnitt 2.1). Regionen mit hohem Bedeckungsgrad haben im Allgemeinen niedrigere Tagesgänge. Zum Beispiel ist der DTR im Osten der USA kleiner als im Südwesten, während die Bewölkung genau das umgekehrte Muster zeigt.

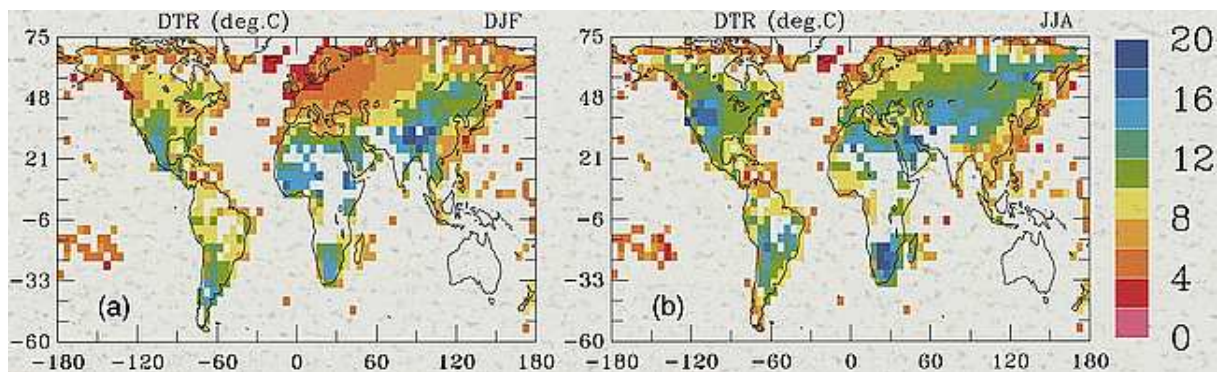


Abbildung 2.2: Geographische Verteilung des DTR aus Stationsmessungen für DJF und JJA. Mittelwert über die Jahre 1980-1991 (Abbildung aus Dai et al. (1999)).

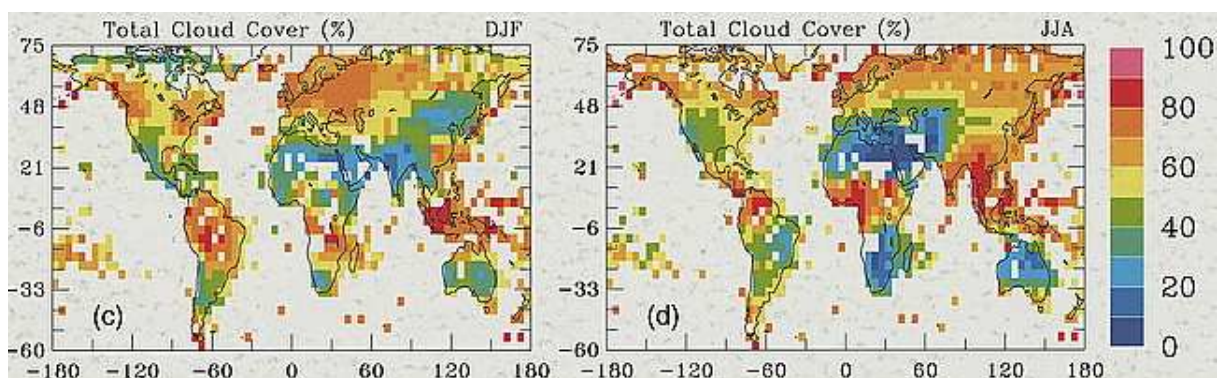


Abbildung 2.3: Geographische Verteilung des totalen Bedeckungsgrads aus Stationsmessungen für DJF und JJA. Mittelwert über die Jahre 1980-1991 (Abbildung aus Dai et al. (1999)).

Kapitel 3

Klimawirkung von Flugverkehrsemissionen

Wie in der Einleitung bereits dargelegt, soll in dieser Arbeit auch der potentielle Einfluss des Luftverkehrs auf den DTR untersucht bzw. überprüft werden. Daher werden die entsprechenden Grundlagen hier näher beschrieben. Die Zusammensetzung der Atmosphäre wird durch Luftverkehrsemissionen verändert. Mit Kerosin betriebene Flugzeuge emittieren u.a. Kohlendioxid (CO_2), Wasserdampf (H_2O), Stickoxide (NO_x), Schwefeldioxid (SO_2) und Aerosolpartikel. Zudem beeinflussen die sich im Nachlauf von Flugzeugen bildenden Kondensstreifen die Strahlungsbilanz der Atmosphäre. Nach einem kurzen Überblick über die Klimawirkung von Flugverkehrsemissionen (Abschnitt 3.1), wird vor allem auf den Einfluss von Kondensstreifen auf das Klima eingegangen (Abschnitt 3.2). Da sich meine Arbeit mit der Auswirkung von Kondensstreifen und natürlichen Wolken auf den Tagesgang der Temperatur befasst, wird der Strahlungsantrieb (**R**adiative **F**orcing, abgekürzt mit RF) von Wolken und Kondensstreifen in Abschnitt 3.3 näher beschrieben.

3.1 Überblick

Das stetig anwachsende Flugverkehrsaufkommen ist verantwortlich für das steigende Interesse an der Klimawirksamkeit des Luftverkehrs. Die jährliche Zuwachsrate der Transportleistung des Luftverkehrs liegt bei etwa 5%, was zu einer anwachsenden Umweltbelastung führt. Deshalb hat sich das **I**ntergovernmental **P**anel on **C**limate **C**hange (IPCC) dieser Frage angenommen und den Sonderbericht “Aviation and the Global Atmosphere” (Penner et al., 1999) erstellt. Dieser setzt sich mit der globalen Beeinflussung von Atmosphäre und Klima durch den Luftverkehr auseinander und fasst den damaligen Wissenschaftsstand zusammen.

Luftverkehrsemissionen können das Klima in mehrererlei Hinsicht beeinflussen (vgl. Penner et al., 1999):

- Durch Emission direkt strahlungswirksamer Spurengase: Zum Beispiel verstärken Kohlendioxid (CO_2) und Wasserdampf (H_2O) die terrestrische Gegenstrahlung, wobei allerdings der Strahlungsantrieb des Treibhausgases Wasserdampf, aufgrund des im Vergleich zur Hintergrundkonzentration geringen Emissionen, vernachlässigbar ist.
- Durch Emission chemisch aktiver Substanzen: Sie beeinflussen die Strahlungsbilanz indirekt. So erhöhen z.B. Stickoxide (NO_x) das Treibhausgas Ozon (O_3), während die Lebensdauer von Methan (CH_4) vermindert wird.
- Durch Wasserdampf und Aerosole: Sie sind für die Entstehung von Kondensstreifen und zusätzlichen Zirren verantwortlich, welche einen wesentlichen Einfluss auf die Strahlungsbilanz haben.

Durch das Europäische Forschungsprojekt TRADEOFF (2000-2003) wurde der Strahlungsantrieb des Luftverkehrs am Oberrand der Atmosphäre neu abgeschätzt und die Ergebnisse des IPCC Berichtes (1999) wurden aktualisiert. Der neue Wert des gesamten Strahlungsantriebs des Luftverkehrs im Jahr 2000 ist mit 48 mW/m^2 etwa gleich groß wie der Wert aus der Abschätzung des IPCC für das Jahr 1992, obwohl der Flugverkehr zugenommen hat.

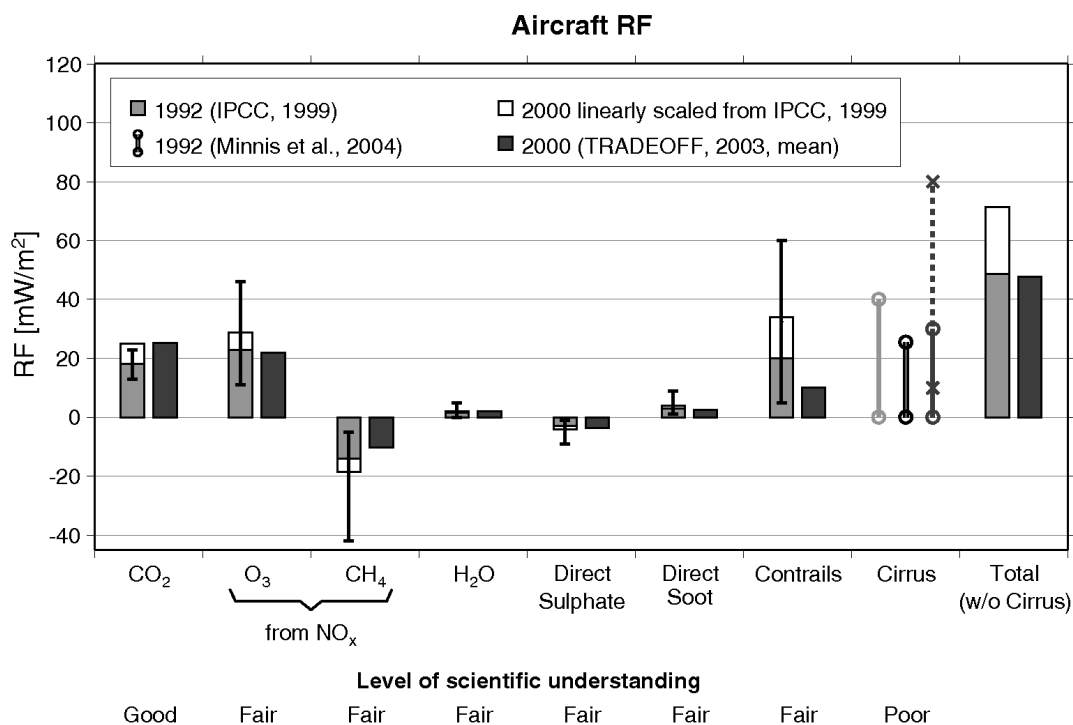


Abbildung 3.1: Global und jährlich gemittelter Strahlungsantrieb durch den Luftverkehr für 1992 und 2000 in mW/m^2 , auf Grundlage von IPCC (1999) und TRADEOFF Ergebnissen. Die Fehlerbalken zeigen 2/3 Konfidenzintervalle der IPCC Abschätzungen. Die Linien mit dem Kreis zeigen die mögliche Abschätzung von flugverkehrsinduzierten Zirren (Abbildung aus Sausen et al. (2005)).

Die globalen jährlichen Strahlungsantriebe der einzelnen Emissionskomponenten des konventionellen Flugverkehrs bzw. deren Umwandlungsprodukte sind in Abbildung 3.1 zu sehen. Dargestellt werden die Abschätzung des IPCC (1999) für das Jahr 1992 und zwei weitere Abschätzungen für das Jahr 2000, nämlich die IPCC Abschätzungen von 1992, linear skaliert für das Jahr 2000, sowie die Ergebnisse des TRADEOFF Projektes. Die Unsicherheiten und der Grad des wissenschaftlichen Verständnisses sind angegeben.

Linienhafte Kondensstreifen stellen neben CO₂ und Ozon einen wesentlichen positiven Beitrag zum Strahlungsantrieb des Luftverkehrs dar. Die Unsicherheit ihrer Abschätzung ist jedoch relativ hoch. Einen negativen Beitrag zum Strahlungsantrieb liefern Methan und Sulfataerosole. Der Strahlungsantrieb von flugverkehrsinduzierten Zirren ist ebenfalls in Abbildung 3.1 dargestellt. Flugzeuge können durch den Einfluss der akkumulierten Aerosolemissionen auf die Eiskristallbildung oder durch Alterung von Kondensstreifen die natürliche Bedeckung verändern. Dieser Strahlungsantrieb wird aber wegen seiner großen Unsicherheit nicht in die Gesamtabeschätzung miteinbezogen. Der Vergleich von IPCC und TRADEOFF Ergebnissen für das Jahr 2000 zeigt, dass vor allem der Strahlungsantrieb linienhafter Kondensstreifen Diskrepanzen aufweist. Er wurde in TRADEOFF mit 10 mW/m^2 berechnet und ist damit ungefähr einen Faktor drei bis vier kleiner als der vom IPCC abgeschätzte Wert. Die revidierte Abschätzung von Sausen et al. (2005) beruht auf neueren Beobachtungsstudien (z.B. Meyer et al., 2002) und konzeptionell weiterentwickelten Parametrisierungsansätzen in globalen Klimamodellen (Marquart, 2003), sowie höherwertigen Strahlungstransfermodellen (Myhre und Stordal, 2001; Marquart und Mayer, 2002).

3.2 Kondensstreifen

Kondensstreifen sind sichtbare linienhafte Eiswolken, die sich in ausreichend kalter Luft aufgrund von Wasserdampfemissionen hinter einem Flugzeug bilden. Die erste konsistente Theorie zur Kondensstreifenbildung wurde von Schmidt (1941) und Appleman (1953) entwickelt. Flugzeuge emittieren heiße, feuchte Abgase, die sich mit der kalten und weniger feuchten Umgebungsluft isobar mischen und abkühlen. So kann Übersättigung bezüglich der Flüssigwasserphase erreicht werden. Es kommt zur Kondensation an geeigneten Kondensationskernen und zum anschließenden Gefrieren. Nach dem Schmidt-Appleman-Kriterium können sich Kondensstreifen nur bilden, wenn die Umgebungsluft kühler als eine bestimmte Schwellentemperatur ist, die wiederum von der relativer Feuchte, dem Druck der Umgebungsluft, als auch von der Flughöhe und den Abgaseigenschaften abhängt. Ein typischer Wert dieser Schwellentemperatur liegt bei -40°C .

Hintergrundaerosole und vom Flugzeug emittierte Aerosole (z.B. Rußpartikel und Sulfate) dienen als Kondensations- oder Gefrierkerne. Eiskristalle wachsen sehr schnell an, da der Sättigungsdampfdruck über Eis niedriger ist als über unterkühltem Wasser gleicher Temperatur. Das heißt, Eiskristalle wachsen auf Kosten von Wassertröpfchen. In ungesättigter Umgebung verdampfen die Kristalle wieder. Daher sind Kondensstreifen sehr kurzlebig, wenn sie in trockener Luft gebildet werden. Sie können aber eine horizontale Ausdehnung

von mehreren Kilometern erreichen und mehrere Stunden in der Atmosphäre existieren, wenn die Luft eisübersättigt ist (Minnis et al., 1998; Meerkötter et al., 1999).

Wie eben erwähnt, entstehen persistente Kondensstreifen bei Unter- bzw. Überschreitung einer bestimmten Temperatur und Feuchte. Kondensstreifen bilden sich somit bevorzugt in feuchten, kalten Regionen. In warmen, trockenen Gebieten, wie zum Beispiel den Subtropen, ist die Kondensstreifenbildung gering. Abbildung 3.2 zeigt die globale Verteilung des jährlichen Bedeckungsgrads persistenter Kondensstreifen. Sie wurde aus den ECWMF Daten von 11 Jahren (1983-1993) berechnet, unter der Annahme, dass Kondensstreifen linear vom Kerosinverbrauch abhängen. Die Dichteverteilung des Flugverkehrs spiegelt sich in der Kondensstreifenbedeckung wieder. So sieht man deutlich die Regionen mit erhöhtem Luftverkehrsaufkommen, wie zum Beispiel Europa, USA, Südostasien und den nordatlantischen Flugkorridor. Das globale Mittel der Kondensstreifenbedeckung liegt bei etwa 0.1%. Maxima von 5% sind über dem Osten der USA zu verzeichnen (Sausen et al., 1998).

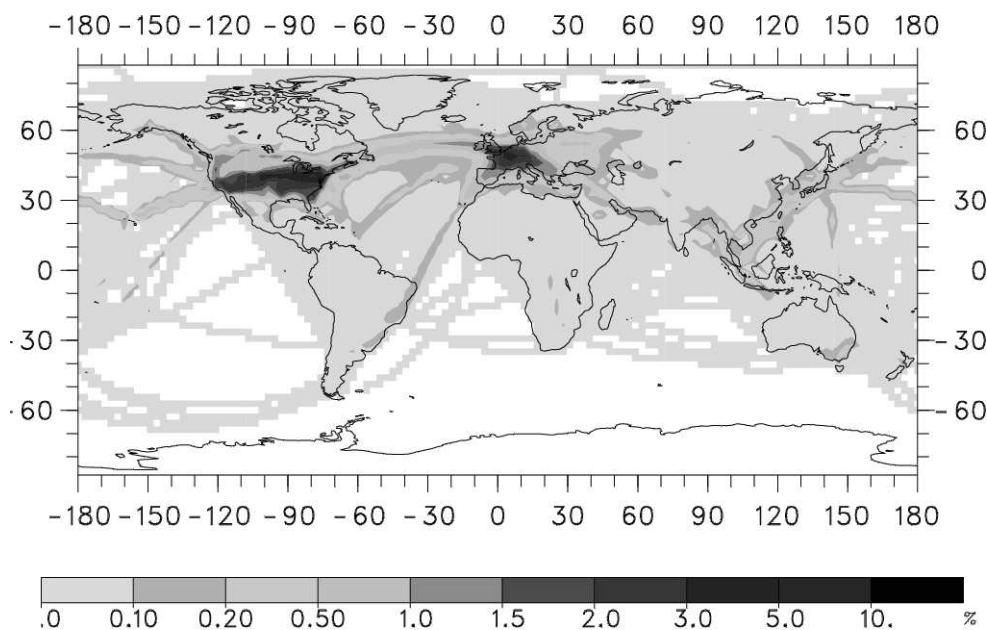


Abbildung 3.2: Jahresmittelwert der persistenten Kondensstreifenbedeckung (in %). Es wurden meteorologische Daten über die Periode 1983-1993 herangezogen (Abbildung aus Sausen et al. (1998)).

3.3 Strahlungsantrieb von Wolken und Kondensstreifen

Sowohl natürliche Wolken als auch Kondensstreifen verändern die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre. Einerseits wird von Wolken infrarote terrestrische Strahlung absorbiert, was einen positiven Strahlungsantrieb zur Folge hat, andererseits wird kurzweilige

Solarstrahlung reflektiert, was einen negativen Beitrag zur Strahlungsbilanz liefert. Für die Klimawirkung auf langen Zeitskalen ist die Strahlungswirkung am Oberrand der Atmosphäre oder an der Tropopause entscheidend, also die Energie, die dem System Erde-Atmosphäre zusätzlich zur Verfügung steht (Hansen et al., 1997; Ponater et al., 2005; Shine, 2005). Die Strahlungsbilanz am Boden hingegen ist für kurze Zeitskalen von Bedeutung. Sie gibt die unmittelbare lokale Wirkung der veränderten Strahlungsbilanz an. Der DTR wird vornehmlich durch die Strahlungsbilanz am Boden bestimmt.

Der Strahlungsantrieb von Wolken wird durch das **C**loud **R**adiative **F**orcing (CRF) beschrieben. Der Wolkenstrahlungsantrieb ist die Differenz zwischen der Strahlungsbilanz der Atmosphäre mit Wolken (all-sky) und ohne Wolken (clear-sky). Das CRF ist also die Strahlungsbilanzänderung, der durch Wolken verursacht wird. Der Nettowolkenstrahlungsantrieb CRF_{net} wird wie folgt definiert:

$$CRF_{net} = \underbrace{(RF_{sw} - RF_{swclear})}_{CRF_{sw}} + \underbrace{(RF_{lw} - RF_{lwclear})}_{CRF_{lw}}$$

CRF_{sw} steht für den kurzwelligen Anteil des Wolkenstrahlungsantriebs und ist generell negativ und somit kühlend, da Wolken das kurzwellige Sonnenlicht reflektieren und die solare Strahlung, die den Erdboden erreicht, verringern. Das Reflexionsvermögen der Wolken hängt wesentlich von der optischen Dicke ab, die hauptsächlich eine Funktion des Wolkenwassergehalts und der Größenverteilung der Wolkentröpfchen ist. Der langwellige Anteil des Wolkenstrahlungsantriebs, das CRF_{lw} , ist hingegen positiv. Wolken absorbieren zu einem gewissen Grad die vom Erdboden kommende Wärmestrahlung und strahlen sie dann mit ihrer Temperatur wieder ab. Der Nettoeffekt des negativen CRF_{sw} und des positiven CRF_{lw} ist je nach Wolkentyp positiv oder negativ. Am Oberrand der Atmosphäre ist das CRF_{net} im Mittel negativ für tiefe optisch dicke Wolken, positiv für hohe optisch dünne Wolken. Am Boden ist CRF_{net} aber im Mittel für alle Wolkentypen negativ. Das liegt daran, dass ein großer Teil der langwelligen Wirkung der hohen Wolken nicht dem Erdboden selbst, sondern der Atmosphäre zwischen Wolken und Boden zu Gute kommt.

Abbildungen 3.3 (a) und (b) zeigen die geographische Verteilung der Nettostrahlungsbilanz am Erdboden und das CRF am Erdboden, abgeschätzt durch das **E**arth **R**adiation **B**udget **E**xperiment (ERBE). Es wurde der Jahresmittelwert über die Periode 1991-1995 gebildet. Die Bestimmung der Strahlungsbilanz erfolgt in ERBE durch Satellitenmessungen aus dem International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), die für wolkenbedeckte und wolkenfreie Szenarien getrennt ausgewertet werden. Die Strahlungsbilanz am Boden wird mit Hilfe eines Strahlungstransfer Algorithmus ebenfalls aus ISCCP Daten bestimmt.

Die nun folgende Beschreibung der Abbildung 3.3 stammt aus der Veröffentlichung von Raschke et al. (2005). Die Nettostrahlungsbilanz am Boden ist positiv, mit den höchsten Werten über den tropischen Regionen und niedrigen Werten über den polaren Regionen, verbunden mit der geographischen Variabilität der solaren Einstrahlung (siehe Abbildung 3.3 (a)). Das CRF am Boden, dargestellt in Abbildung 3.3 (b) zeigt, dass Wolken den Energiegewinn im Vergleich zu wolkenfreien Bedingungen in den meisten Regionen reduzieren, indem sie die kurzwellige solare Strahlung effektiv reflektieren. Die größte Reduktion mit

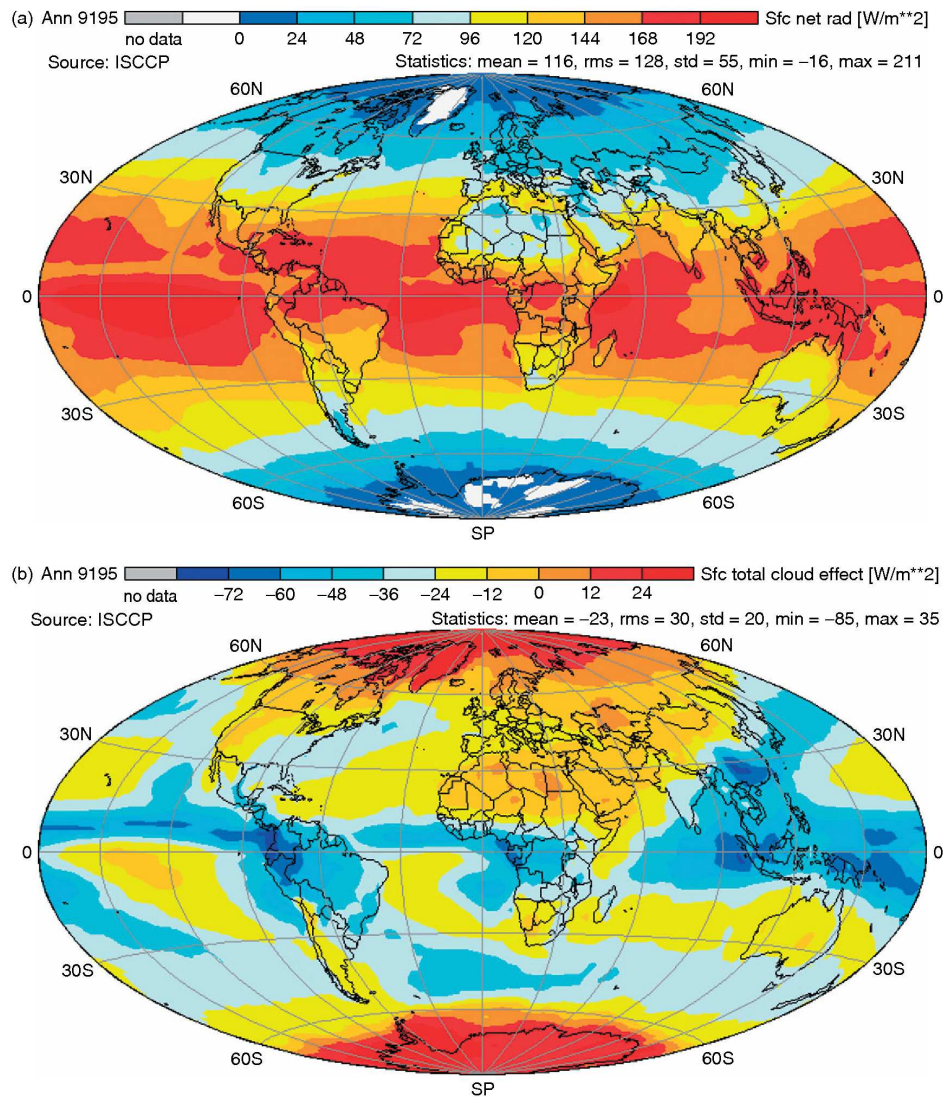


Abbildung 3.3: (a) Nettostrahlung am Erdboden in W/m^2 und (b) Netto CRF am Erdboden in W/m^2 für die Jahre 1991-1995. Abschätzung auf ERBE-Daten basierend (Abbildung aus Raschke et al. (2005)).

$\sim 75 W/m^2$ solarer Strahlung durch Wolken findet aufgrund der vertikalen Mächtigkeit der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) über den Tropen statt. Auch die maritimen Stratocumulus Wolken können die Strahlungsbilanz aufgrund ihrer hohen Reflektivität, die nur teilweise durch langwellige Gegenstrahlung von ihrer tiefen Wolkenbasis kompensiert wird sehr stark reduzieren ($\sim 60 W/m^2$). Relativ kleine Wolkeneffekte sind in den trockenen, wolkenarmen Subtropen zu sehen. Hier haben Wolken teilweise sogar eine erwärmende Wirkung und somit positive CRF Werte am Boden, ein Beispiel hierfür ist die Sahara Wüste, aufgrund der dort herrschenden hohen Albedo. Das deutet auf die Anwesenheit von optisch sehr dünnen Wolken, wie Zirren hin, welche die langwellige Gegenstrahlung erhöhen. Positives CRF am Boden ist auch über den Eisflächen der Pole zu finden, wegen der geringen solaren Strahlungskomponente und wegen der dort vorherrschenden hohen Albedo.

In Abbildung 3.4, die aus der Veröffentlichung von Meerkötter et al. (1999) stammt, ist der Tagesgang des Strahlungsantriebs dünner Zirren (a) für TOA und (b) für die Erdoberfläche dargestellt. Am Boden ist das CRF_{lw} aufgrund der starken atmosphärischen Absorption durch Wasserdampf sehr viel kleiner als TOA. Das CRF_{sw} am Boden hingegen ist nur wenig kleiner als TOA, da die Atmosphäre unterhalb der Wolke relativ transparent für solare Strahlung ist. Die Nettostrahlungsbilanz sieht wie folgt aus: Dünne Zirren verursachen am Tag und in der Nacht, wo die negative Komponente im Solaren fehlt, einen positiven Strahlungsantrieb TOA, welcher in der Nacht am stärksten ist. Anders als am Oberrand der Atmosphäre ist der Strahlungsantrieb dünner Zirren am Boden während des Tages negativ und während der Nacht positiv (Meerkötter et al., 1999).

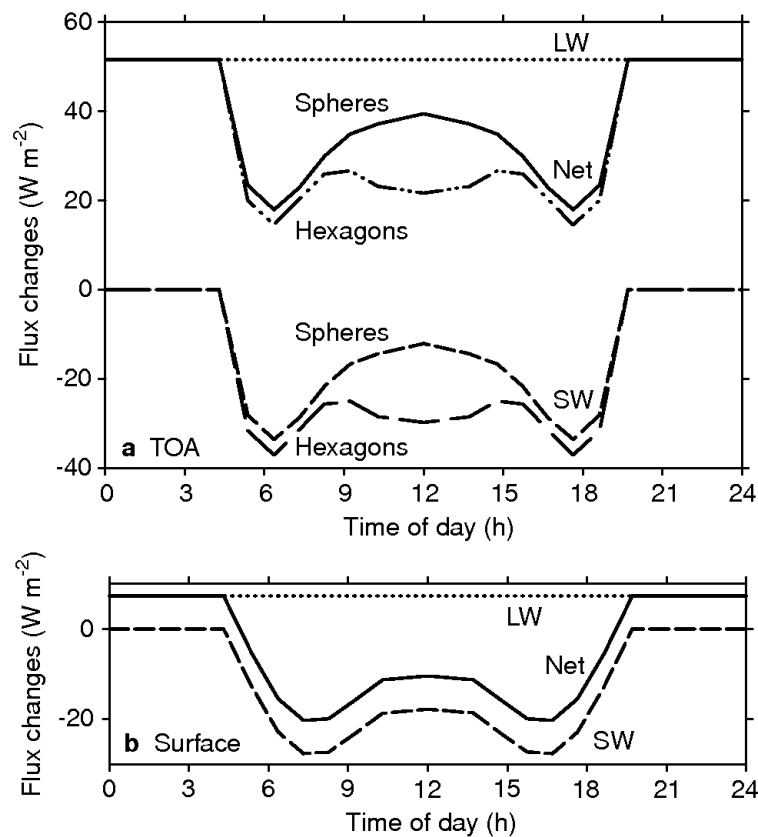


Abbildung 3.4: Tagesgang des CRF für dünne Zirren (a) am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und (b) am Erdboden (Abbildung aus Meerkötter et al. (1999)).

Kondenstreifen besitzen ähnliche optische Eigenschaften wie natürliche dünne Eiswolken. Sie reduzieren einerseits die einfallende solare Strahlung durch Rückstreuung in den Weltraum. Andererseits reduzieren sie durch Absorption langwelliger Strahlung die terrestrische Strahlung. Da der langwellige, erwärmende Effekt dominiert, tragen Kondensstreifen zum anthropogenen Treibhauseffekt bei (siehe auch Strahlungsantrieb von Kondensstreifen in Abbildung 3.1).

Der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen ist von einer Vielzahl von Einflussparametern abhängig. Hierzu zählen u.a. die optische Dicke, der effektive Partikelradius der Eiskristalle und die Höhe von Kondensstreifen, da die langwellige Wirkung u.a. vom Temperaturunterschied zwischen Erdboden und Wolken abhängt. Außerdem hängt er noch von der Bodentemperatur, der Anwesenheit von tiefen Wolken und der Oberflächenalbedo ab. Ausführliche idealisierte Sensitivitätsstudien sind in Meerkötter et al. (1999) zu finden.

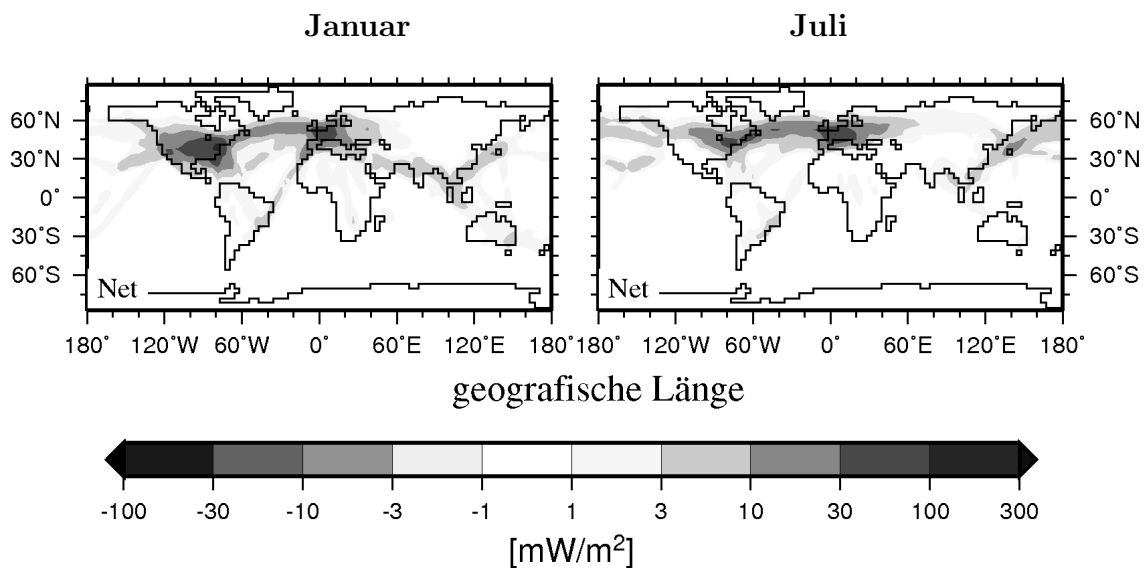


Abbildung 3.5: Nettostrahlungsantrieb (in mW/m^2) von Kondensstreifen am Oberrand der Atmosphäre im Januar und im Juli für das Jahr 1992 (Abbildung aus Marquart (2003)).

Von besonderem Interesse für die vorliegende Arbeit sind die Studien von Marquart (2003) und Marquart et al. (2003), da dort das gleiche Klimamodell wie hier verwendet wurde. Die Simulationen von Marquart (2003) berechnen den Strahlungsantrieb von linienhaften Kondensstreifen im Klimamodell ECHAM4. Sie basieren auf dem Flugverkehrsaufkommen von 1992. Bei der Berechnung ergibt sich ein mittlerer globaler Kondensstreifenbedeckungsgrad von 0.05-0.07% und eine mittlere optische Dicke von 0.08. Außerdem wurde der Tagesgang von Kondensstreifen berücksichtigt. Abbildung 3.5 zeigt die geographische Verteilung des berechneten Nettostrahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre für die Monate Januar und Juli. Er ist für alle Regionen, sowohl im Januar als auch im Juli, positiv. Ein Vergleich mit Abbildung 3.2 zeigt, dass die geographische Verteilung des Strahlungsantriebs sich ähnlich wie die der Kondensstreifenbedeckung verhält (Marquart et al., 2003). Der globale Mittelwert des Strahlungsantriebs von Kondensstreifen liegt am Oberrand der Atmosphäre bei $3.5 mW/m^2$. In der vorliegenden Arbeit wird es nicht, wie bei Marquart (2003), um den langfristigen, sondern um den instantanen Strahlungsantrieb von Kondensstreifen gehen, da dieser für den DTR wichtiger ist. Daher steht im Folgenden die Strahlungswirkung am Erdboden gegenüber der Strahlungswirkung am Oberrand der Atmosphäre im Vordergrund.

Kapitel 4

Modell- und Experimentbeschreibung

Die im Rahmen dieser Arbeit ausgewerteten Simulationen wurden mit dem Klimamodell ECHAM4 durchgeführt. Abschnitt 4.1 beschreibt das Modell ECHAM4 näher. Eine Beschreibung der verwendeten Simulationen erfolgt in Abschnitt 4.2. Die zur Evaluierung der Modellergebnisse herangezogenen Daten aus der Reanalyse (ERA-40) werden in Abschnitt 4.3 vorgestellt.

4.1 Allgemeine Beschreibung des Zirkulationsmodells ECHAM4.L39(DLR)

Das globale Zirkulationsmodell ECHAM basiert auf dem Wettervorhersagemodell des ECMWF, **E**uropean **C**entre for **M**edium **R**ange **W**eather **F**orecast. Um es für Klimasimulationen nutzen zu können, wurden vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Zusammenarbeit mit dem Meteorologischen Institut der Universität Hamburg und dem Deutschen Klimarechenzentrum zahlreiche Anpassungen, vor allem bezüglich der Parametrisierungen, vorgenommen. Mit ECHAM4 liegt die vierte Generation dieses Klimamodells vor. Eine detaillierte Beschreibung von ECHAM4 findet man in Roeckner et al. (1996).

Das globale dreidimensionale Zirkulationsmodell löst die grundlegenden, sogenannten primitiven Gleichungen der atmosphärischen Dynamik und Thermodynamik. Die prognostischen Variablen sind Vorticity, horizontale Divergenz des Windfeldes, Logarithmus des Bodendrucks, spezifische Feuchte, Wolkenwasser in flüssiger und fester Phase und optional das Mischungsverhältniss von bis zu 21 passiven Spurengasen. Alle prognostischen Variablen, ausgenommen Wasserdampf und Wolkenwasser, werden nach spektraler Transformation als Reihen von Kugelflächenfunktionen berechnet. Im Rahmen dieser Arbeit wurde die spektrale Auflösung von T30 angewendet, das heißt, die Kugelflächenfunktionskoeffizienten werden bis zur Großkreiszahl 30 mitgeführt. Dies entspricht einer isotropen Auflösung von 6° , ca. 670

km auf einem Großkreis. Der Großteil der Parametrisierungen und alle nichtlinearen Terme werden nach Transformationen in den Gitterpunktsraum auf dem sogenannten assoziierten Gauß'schen Gitter berechnet. Die räumliche Auflösung des Gitters beträgt bei T30 etwa $3.75^\circ \times 3.75^\circ$. So erhält man bei Abdeckung der Erdoberfläche ein Gitter mit 96×48 Punkten.

Die Standardversion ECHAM4 besitzt eine vertikale Auflösung von 19 Schichten. Diese erstreckt sich vom Erdboden bis zum Modelloberrand, der bei einem Druckniveau von 10 hPa zentriert ist, was einer Höhe von circa 30 km entspricht. Die in dieser Arbeit verwendete Version des Klimamodells wurde vom DLR modifiziert. Sie deckt den selben Bereich der Atmosphäre ab, allerdings mit einer vertikalen Auflösung von 39 Niveaus. Dadurch wird in erster Linie die Schichtdicke im Tropopausenbereich von etwa 2 km auf ungefähr 700 m reduziert. Eine hohe vertikale Auflösung ist zur Untersuchung von Luftverkehrseffekten sehr vorteilhaft, da Luftverkehrsemissionen überwiegend im Tropopausenniveau emittiert werden. Eine genaue Beschreibung der Version ECHAM4.L39(DLR) ist in Land et al. (1999) zu finden.

Als Zeitschritt wird ein semi-implizites Leap-Frog-Verfahren verwendet. Ein Zeitfilter verhindert des weiteren, dass sich die Lösungen der beiden Zeitebenen voneinander entfernen. Aus Gründen der numerischen Stabilität der Lösung kann der Zeitschritt Δt nicht beliebig groß gewählt werden, da das Courant-Friedrich-Levy-Kriterium (CFL) erfüllt sein muss. Für die zeitliche Integration der Gleichungen beträgt er bei der T30 Auflösung 30 Minuten. Die Strahlung wird jedoch aus Gründen der Rechenökonomie nur alle zwei Stunden berechnet. Kleinere Zeitschritte sind für eine höhere Auflösung notwendig.

Die grobe horizontale und vertikale Diskretisierung führt dazu, dass kleinskaligen Vorgänge in der Atmosphäre nicht direkt aufgelöst werden können. Derartige kleinskalige Prozesse sind jedoch notwendig, um die Dynamik der Atmosphäre richtig zu simulieren. Darum müssen einige physikalische Prozesse durch vorhandene, großskalige Modellvariablen beschrieben werden. Dieser Vorgang wird als Parametrisierung bezeichnet. Konvektiver und diffusiver Transport sind Beispiele für parametrisierte Prozesse.

Die Vertikalstruktur des Modells wird durch ein hybrides $\sigma - p$ Koordinatensystem gebildet. In Bodennähe werden reine σ Koordinaten verwendet ($\sigma = p/p_{\text{Boden}}$), die der Orographie folgen. Dadurch wird verhindert, dass die Isolinien der Vertikalkoordinate den unteren Rand der Modelldomäne schneiden. Mit zunehmender Höhe erfolgt ein Übergang in hybride Koordinaten und schließlich, oberhalb von 35 hPa, in reine Druckkoordinaten.

Das Zirkulationsmodell ECHAM4/MLO ist mit dem Deckschicht-Ozean-Modell MLO (**M**ixed **L**ayer **O**cean) gekoppelt. Dieses besteht aus einem thermodynamischen Deckschicht- und einem thermodynamischen Eis-Modell für die eisfreien bzw. eisbedeckten Gebiete. Das ECHAM4/MLO ermöglicht die Reaktion einer 50 m tiefen Ozeanmischungsschicht auf Störungen im Klimasystem, sowie die damit verbundenen Rückkopplungen mit atmosphärischen Prozessen (Roeckner et al., 1996).

Außerdem wurde das Modell von Ponater et al. (2002) durch ein Kondensstreifenparametrisierungsschema, das auf der thermodynamischen Theorie von Kondensstreifenbildung

beruht, erweitert. Bedeckungsgrad, optische Eigenschaften, sowie zugehöriger Strahlungsantrieb von Kondensstreifen werden zu jedem Modellzeitschritt, bzw. Strahlungszeitschritt, berechnet.

4.2 Experimentbeschreibung der Modellläufe

Tabelle 4.1: Übersicht über die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Simulationen.

Experiment	analysierte Modelljahre	Abspeicherintervall	Ozean-kopplung	Luftverkehrs-emissionen
ECHAM4/MLO	40	12h	ja	keine
ECHAM4/MLO-AV	29	12h	ja	überhöht
ECHAM4/SST-AV	19	12h	SST konst.	überhöht
ECHAM4-highclouds	30	12h	ja	überhöht
ECHAM4-2h	3	2h	SST konst	überhöht

Im Rahmen dieser Arbeit werden im Wesentlichen fünf Modellsimulationen mit ECHAM4 ausgewertet. Tabelle 4.1 gibt einen Überblick über die verwendeten Modellsimulationen. Das erste Experiment (**ECHAM4/MLO**) ist kondensstreifenfrei. Hier liegen 40 Modelljahre vor. In einem nächsten Experiment (**ECHAM4/MLO-AV**) hingegen wurde der Umfang des Luftverkehrs (AV) für das Jahr 2050 um einen Faktor 20 erhöht, was einen mittleren globalen Kondensstreifenbedeckungsgrad von 3.2% verursacht (Ponater et al., 2005). Diese Simulation liegt für 29 Modelljahre vor. Zusätzliche Datenfelder in ECHAM4/MLO-AV sind Kondensstreifenbedeckungsgrad und Kondensstreifenstrahlungsantrieb. Beide Experimente wurde mit einer interaktiven Ozeandeckschicht gerechnet, das heißt, dass das Zirkulationsmodell mit dem Deckschicht-Ozean-Modell MLO (**M**ixed **L**ayer **O**cean) gekoppelt wird. Das Experiment, in dem der Luftverkehr berücksichtigt wird, ist im Mittel wärmer als das Referenzexperiment ECHAM4/MLO, da Kondensstreifen erwärmend auf das Klimasystem wirken.

In einem zusätzlichen Experiment (**ECHAM4/SST-AV**) wurde die Meeresoberflächentemperatur (SST, **S**ea **S**urface **T**emperature) festgehalten. Damit wird ein großer Teil der Klimarückkopplungen unterdrückt, so dass es leichter fallen sollte die primäre, rein lokale Strahlungswirkung der untersuchten Antriebskomponente zu identifizieren. Zum Beispiel fällt bei konstanter SST der größte Teil der mit der Ozeanerwärmung verbundenen Wolken- und Wasserdampfdruckkopplungen weg, die den DTR in einem wärmeren Klima zusätzlich verändern könnten. Diese Simulation wurde auch mit überhöhtem Luftverkehr durchgeführt und erstreckt sich über 19 Jahre.

Außerdem berechnet ein weiteres Experiment (**ECHAM4-highclouds**) Bedeckungsgrad und CRF der hohen Wolken. Als hoch wurde alles definiert, was oberhalb von 350 hPa liegt und kälter als 0 °C ist. Alle übrigen Wolken gelten als tief. Das CRF hoher Wolken wurde invers bestimmt, d.h. als CRF der hohen Wolken wurde die Differenz des gesamten CRF, vermindert um das CRF der tiefen Wolken alleine genommen. Diese Definition schien die sinnvollste, weil es im Rahmen dieser Arbeit wichtig ist, welchen zusätzlichen Strahlungsantrieb der Erdboden durch die hohen Wolken erfährt, bei gleichzeitiger Anwesenheit der tiefen Wolken. Es handelt sich um eine Simulation mit überhöhten Luftverkehr und gekoppeltem Ozean. Aus diesem Experiment stehen 30 Simulationsjahre zur Verfügung.

Die oben erwähnten Experimente besitzen je zwei Abspeicherintervalle pro Tag, ein Abspeicherintervall über die Zeitspanne 0-12 UTC und ein weiteres über die Zeitspanne 12-24 UTC. Um den Tagesgang einzelner meteorologischer Parameter zu beschreiben, wurde ein weiteres Experiment (**ECHAM4-2h**) mit einem 2-stündigen Abspeicherintervall durchgeführt. Auch diese Simulation wurde mit erhöhtem Luftverkehr durchgeführt. Wegen der dabei anfallenden großen Datenmengen ist dieses Experiment nur drei Jahre lang.

4.3 Reanalyse ERA-40

Reanalysen werden im Rahmen von Datenassimilationssystemen erstellt. Die ERA-40 Daten stammen aus der Reanalyse des ECWMF. Meteorologische Parameter sind hier von September 1957 bis August 2002 verfügbar. Bei der Reanalyse wird über ein längeres Zeitintervall, im Falle der ERA-40 Daten über 44 Jahre, die Datenassimilation mit einer einheitlichen Version des Vorhersagemodells erneut durchgeführt (im Unterschied zu operationellen Analysen, die das zum jeweiligen Zeitpunkt aktuelle Modell verwenden). Der "Input" der Reanalyse ist die Vorhersage des Vorterminals, auch als "first guess" bezeichnet, da er mit aktuellen Messdaten nachkorrigiert wird. Danach steht ein zeitlich konsistenter Datensatz zur Verfügung, der mit nur einer Modellversion berechnet wurde. Die Vorteile gegenüber Stationsmessungen sind unter anderem die globale Abdeckung, die räumlich und zeitliche Homogenität der Daten und das Ausschließen lokaler Effekte an einzelnen Stationen (Uppala et al., 2005).

Die bereitgestellten meteorologischen Parameter der Reanalyse ERA-40 beinhalten u.a. Minimumtemperatur, Maximumtemperatur, Bedeckungsgrad und die zur Berechnung des CRF benötigten Strahlungsgrößen. Die Daten liegen im 3-stündigen Abspeicherintervall vor, also 8 Werte pro Tag. Als horizontale Auflösung wurde analog zum Modell 3.75°* 3.75° gewählt. Im Rahmen dieser Arbeit werden die Reanalysedaten zur Validierung der Modellergebnisse herangezogen.

Kapitel 5

DTR im Modell und in Beobachtungen

Bevor näher auf den Einfluss von Bewölkung und Kondensstreifen auf den Tagesgang der Temperatur eingegangen werden kann, muß zuerst anhand von Beobachtungsdaten überprüft werden, ob das Modell den DTR realitätsnah simuliert. So werden in diesem Kapitel die Eigenschaften des DTR im Klimamodell ECHAM4/MLO beschrieben. Die vom Modell simulierten Tagesangeigenschaften der Temperatur werden mit den Reanalysedaten aus ERA-40 und Stationsmessungen qualitativ und quantitativ verglichen. Abschnitt 5.1 beschreibt den typischen lokalen Tagesgang der Temperatur im Modell. Eine Analyse des mittleren DTR in Abhängigkeit von der geographischer Lage und der Jahreszeit für Modell- und Reanalysedaten findet sich in Abschnitt 5.2. Der mittlere Jahresgang des DTR, berechnet aus Modell- und Reanalysedaten, wird in Abschnitt 5.3 dargelegt.

5.1 Tagesgang des DTR

Im Folgenden wird der Tagesverlauf der Temperatur im Modell an einzelnen Gitterpunkten auf Basis der Simulation ECHAM4-2h (siehe Tabelle 4.1) analysiert. Hierbei beschränke ich mich auf die Punktbetrachtung eines einzelnen Gitterpunktes, da lokale Effekte den DTR stark beeinflussen können und Gebietsmittel somit den Charakter des DTR verfälschen könnten.

Der Tagesgang der Temperatur aus Modelldaten wird wie folgt bestimmt:

$$DTR^{(i)} = MAX \left\{ max \left[T_j^{(i)} \right] ; max \left[T_k^{(i)} \right] \right\} - MIN \left\{ min \left[T_j^{(i)} \right] ; min \left[T_k^{(i)} \right] \right\}$$

$$\begin{aligned} i &= 1, 2, 3, \dots, 30 \text{ Tage} \\ j &= 0.5, 1, 1.5, \dots, 12 \text{ UTC} \\ k &= 12.5, 13, \dots, 24 \text{ UTC} \end{aligned}$$

Das Modell berechnet zu jedem Zeitschritt, bei der hier verwendeten T30 Auflösung alle 30 Minuten, die Temperatur. Die Maximal- bzw. Minimaltemperatur des Modelloutputs, während dem Abspeicherintervall 0-12 UTC und 12-24 UTC, ist das dort erreichte Maximum bzw. Minimum der Temperatur. Das absolute Maximum eines Kalendertages ist der jeweils größte Wert aus den beiden 12-stündigen Abspeicherintervallen.

In Folge der Abspeicherung der Daten nach der UTC-Zeit besteht, außer am Greenwich Meridian, keine Synchronität von Modell- und Ortszeit. Daher wird zuerst die Frage überprüft, ob bei 12-stündiger Abspeicherung der Daten die Differenz zwischen Maximum- und Minimumtemperatur nach der obigen Gleichung ein gutes Maß für den Tagesgang der Temperatur ist. Dies ist von Bedeutung, da die Maximum- bzw. Minimumtemperatur in verschiedenen Zeitzonen bei einem Abspeicherintervall von 12 Stunden auf verschiedene Tage fallen kann. Abbildung 5.1 zeigt den Tagesverlauf der Temperatur im Modell am Beispiel eines Gitterpunktes in Deutschland (50°N, 10°E).

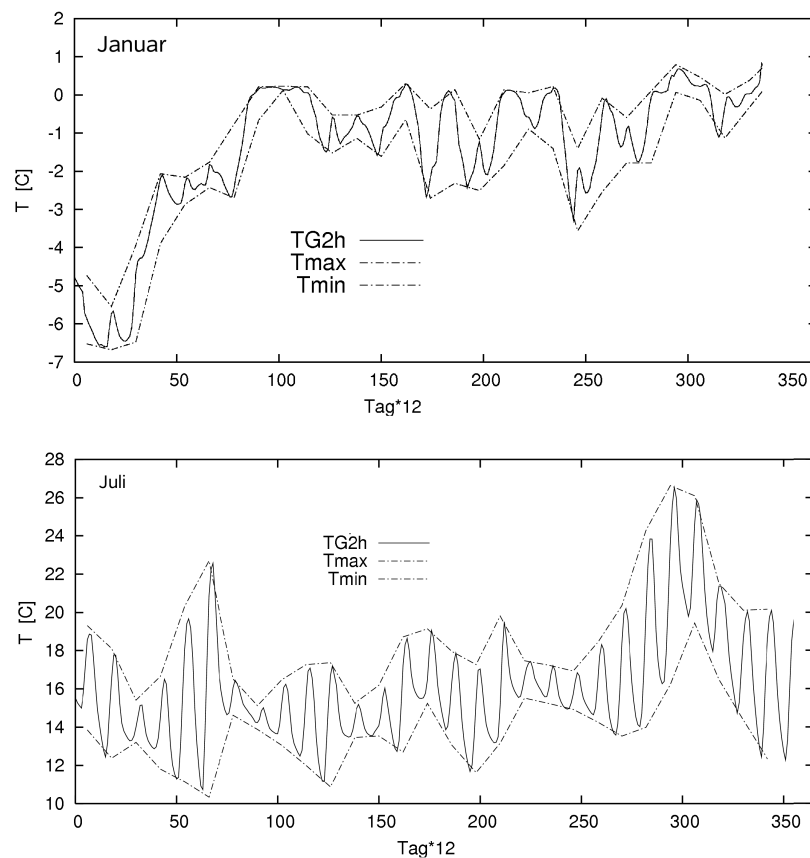


Abbildung 5.1: Tagesverlauf der Temperatur (TG2h), berechnet aus 2-stündigem Abspeicherintervall aus ECHAM4-2h für einen Modelljanuar und einen Modelljuli. Der Verlauf der Kurven Tmax und Tmin zeigt Maximum- und Minimumtemperatur aus 12-stündigem Abspeicherintervall. Der Gitterpunkt liegt in Deutschland (50°N, 10°E).

Der Verlauf der Temperatur bei 2-stündigem Abspeicherintervall (TG2h) wurde für den Januar bzw. Juli eines Modelljahres berechnet. Außerdem sind Maximum- und Minimumtemperatur aus dem 12-stündigen Abspeicherintervall dargestellt. Die einhüllende Kurve zeigt die Differenz von Maximum- und Minimumtemperatur, also den DTR nach der obigen Definition. An dem betrachteten Gitterpunkt in Deutschland stimmen Orts- und Modellzeit nicht überein. Die Zeitverschiebung gegenüber UTC beträgt hier eine Stunde. Wie aus Abbildung 5.1 hervorgeht, ist die Differenz von Maximum- und Minimumtemperatur trotzdem ein gutes Maß für den DTR. Dies zeigen auch Gitterpunkte über Land in anderen Regionen der Welt. Die meisten Abweichungen zwischen den Maxima der instantanen 2-stündigen Werte und der Einhüllenden beruhen darauf, dass im Ensemble der 2-Stundenwerte das absolute Tagesmaximum nicht enthalten ist, da es zwischen den abgespeicherten Werten erreicht wurde. Für die Interpretation des mittleren Tagesgangs im Rahmen dieser Arbeit, sind die geringen Ungenauigkeiten aber nicht von Bedeutung.

Des weiteren beschreibt Abbildung 5.1 den typischen Unterschied des Tagesverlaufes der Temperatur für einen Modell-Januar und einen Modell-Juli. Der DTR im Winter unterscheidet sich erheblich vom DTR im Sommer. Der Januar zeigt starke Variationen des DTR von Tag zu Tag, während der Juli einen strahlungsdominierten Tagesverlauf der Temperatur aufweist. Die Betrachtung weiterer Gitterpunkte zeigt, dass der ‘klassische’ strahlungsdominierte Tagesgang (Abbildung 5.1 (unten)), wie er auch von Travis et al. (2002a) angenommen wird, hauptsächlich im Sommer über Land zu finden ist. Wie Abbildung 5.1 (oben) zeigt, wird der DTR im Winter hingegen durch andere Effekte dominiert. Es ist wahrscheinlich, dass der DTR vom ständigen Wechsel von Zyklonen und Antizyklonen wesentlich beeinflusst wird.

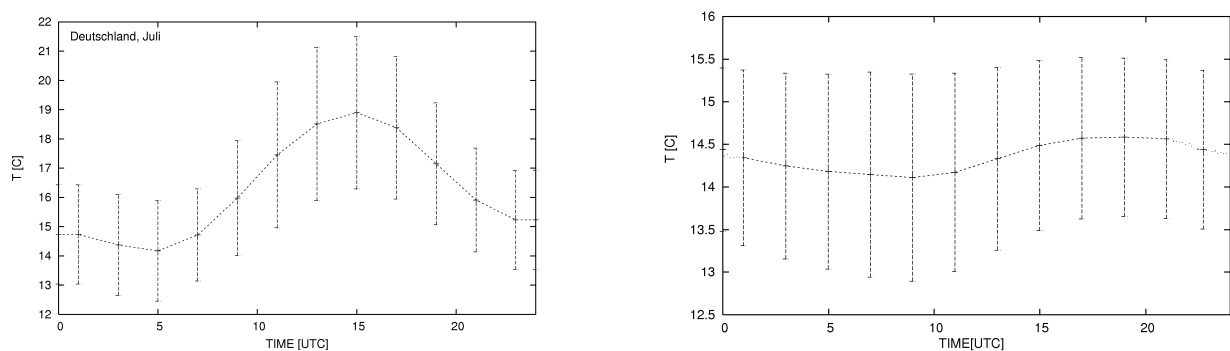


Abbildung 5.2: Tagesverlauf der Temperatur im Modell (ECHAM4-2h) für einen Gitterpunkt in Deutschland (50°N, 10°E) und für einen Gitterpunkt über dem Nordatlantik (50°N, 30°W). Mittel über drei Modelljuli. Fehlerbalken stellen die Standardabweichungen der Termine der einzelnen Tage vom mittleren Julitag dar.

Abbildung 5.2 erläutert den charakteristischen Tagesgang der Temperatur für einen mittleren Modelljulitag, wieder für einen Gitterpunkt in Deutschland und zusätzlich für einen Gitterpunkt im Nordatlantik. Für jeden Termin wurde aus dem Experiment ECHAM4-2h das Mittel des DTR über drei Simulationsjahre gebildet. Die Balken stellen die Standardabweichungen für den jeweiligen Termin dar. Am Gitterpunkt in Deutschland (50°N, 10°E) erkennt man den typischen Tagesverlauf der Temperatur mit der Tagesminimumtemperatur

zum Zeitpunkt des Sonnenaufgangs und der Tagesmaximumtemperatur in den Nachmittagsstunden. Man beachte auch, dass die Standardabweichungen in der Nacht kleiner als am Tag sind, da die Schwankungen in der Temperatur nachts geringer ausfallen. Der Gitterpunkt über dem Nordatlantik (50°N, 30°W) weist kaum einen Tagesgang in der Temperatur auf, während die Standardabweichungen relativ hoch sind. Die Amplitude ist über dem Ozean sehr viel kleiner, da die thermische Trägheit des Wassers starke Änderung auf sehr kurzer Zeitskala verhindert.

5.2 Geographische Verteilung des DTR

Aus dem Modellexperiment ECHAM4/MLO, welches Luftverkehrseffekte nicht berücksichtigt, wird für jeden der 96×48 Gitterpunkte das Jahresmittel über 40 Modellmonate berechnet. Zur Validierung der Modellergebnisse werden die Reanalysedaten ERA-40 herangezogen und der Mittelwert über die 44 verfügbaren Jahre (1958-2001) gebildet. Um einen direkten Vergleich zu ermöglichen, wird die gleiche horizontale Auflösung von $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ wie im Modell verwendet. Des weiteren liegen zum Vergleich Ergebnisse von Stationsmessungen für den DTR vor (siehe Kapitel 2.3), welche aus dem "First International Satellite Land Surface Climatology Project Field Experiment" (FIFE) und aus synoptischen Beobachtungen von 6500 Wetterstationen für die Jahre 1980-1991 stammen.

Die geographische Verteilung in Abbildungen 5.3 (a) beschreibt den Tagesgang der Temperatur für den Wintermonat Januar und den Sommermonat Juli. In beiden Monaten wird deutlich, dass die größten Modellwerte des Tagesgangs der Temperatur über dem Land liegen. Vor allem Gebiete mit aridem und kontinentalem Charakter weisen sehr hohe Werte im DTR auf. Ozeane, Inseln und küstennahe Regionen zeigen hingegen eine geringe Amplitude im DTR. Im Januar liegen die Maximalwerte des DTR bei 10-12 °C. Sie sind in Südamerika und in der Sahelzone zu finden. Im Juli erreicht der DTR Maximalwerte über 12 °C. Diese Maxima liegen im Südwesten der USA, in Südafrika auf Höhe der Lundaschwelle, in der Arabischen Wüste von Saudi-Arabien und im Hochland von Iran. Wie aus Abbildung 5.3 (a) hervorgeht, herrscht eine gute inverse Korrespondenz zwischen DTR und Bewölkung. So haben zum Beispiel Wüstenregionen einen hohen DTR. Am Äquator ist hingegen ein relatives Minimum im Tagesgang der Temperatur zu erkennen. Dafür ist das Wolkenband der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) verantwortlich, das den DTR deutlich dämpft. Die Eis- und Schneeflächen über Grönland und der Antarktis weisen relativ kleine Amplituden im Tagesgang der Temperatur auf, da die Schneedecke bzw. Eisfläche die erwärmende Wirkung der einfallenden solaren Strahlung am Tag stark reduziert. Saisonale Unterschiede im DTR zeigt der Vergleich der Monate Januar und Juli. Der DTR ist im Winter in den nördlichen und hohen Breiten generell kleiner als der DTR im Sommer. Dies liegt daran, dass auf der jeweiligen Sommerhalbkugel die solare Einstrahlung zunimmt und dementsprechend die Werte im DTR größer sind. Über Wasseroberflächen und in küstennahen Regionen, wie auch in niedrigen Breiten sind saisonale Schwankungen hingegen geringer.

Die geographische Verteilung des DTR, berechnet aus den Reanalysedaten ERA-40, zeigt analog zum Modellverhalten einen sehr starken Land-Meer-Kontrast (siehe Abbildung 5.3 (b)). Auch die saisonalen Unterschiede im DTR sind den Modellergebnissen ähnlich. Die typische Amplitude des Tagesgangs wird allerdings im Modell deutlich unterschätzt. Wie aus dem Vergleich hervorgeht, wird der DTR im Modell in allen Gebieten unterschätzt, teilweise um einen Faktor zwei. Im Juli zeigt Mitteleuropa z.B. Werte von 8-10 °C in den Reanalysedaten und 4-8 °C in den Modelldaten. Der Fehler des DTR liegt, je nach Region und Jahreszeit, bei 10 bis 50%. Die Maxima und Minima im DTR stimmen in der globalen geographischen Struktur weitgehend überein. Die absoluten Maxima, mit Werten über 14 °C, liegen für die ERA-40 Daten im Januar über dem Tibetischen Hochplateau, in Mexiko und in Westaustralien. Im Juli sind sie im Südwesten der USA und in der Sahara zu finden.

Der Vergleich mit dem aus Stationsmessungen berechneten DTR über Land (siehe Abbildung 5.3 (c)), liefert noch etwas höhere Werte im DTR als in den Reanalysedaten (siehe auch Kapitel 2.3). So liegen die Maximalwerte des DTR bei 18-20 °C. Dies lässt sich dadurch erklären, dass bei den Stationsmessungen lokale Effekte eine sehr große Rolle spielen können. Die geographische Verteilung des DTR in Abbildung 5.3 (c) zeigt aber keine wesentlichen Unterschiede zu den Modell- bzw. Reanalyseergebnissen.

Es wurde bereits in einigen Studien gezeigt (z.B. Stone und Weaver, 2002; Braganza et al., 2004), dass der DTR in Klimamodellen im Vergleich mit Beobachtungen generell unterschätzt wird, obwohl die Temperatur im Modell realitätsnah reproduziert wird. Holtslag (2006) zeigt, dass der in Klimamodellen typischerweise unterschätzte DTR zum großen Teil ein Resultat der Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht ist. Aber auch die Parametrisierung von atmosphärischen Prozessen wie Wolken und Strahlung, sowie von Landoberflächenprozessen, spielen hierbei eine Rolle. Eine Verbesserung der Modelle durch Berücksichtigung der kleinskaligen Prozesse der Grenzschicht und der bodennahen Oberfläche, würde die Amplitude des DTR möglicherweise besser reproduzieren. Die relevanten kleinskaligen Prozesse der stabilen Grenzschicht sind u.a. Strahlung, Schwerewellen, Scherungsinstabilitäten, Nebel- und Taubildung sowie Low Level Jets (Holtslag, 2006).

Die von Slingo et al. (2004) durchgeführten Untersuchungen zeigten, dass das von ihnen verwendete Klimamodell signifikante Fehler in minimaler und maximaler Strahlung aufweist. Diese Fehler konnten verbessert werden, indem die Strahlungsroutine öfters aufgerufen wurde. Die im Rahmen meiner Arbeit verwendeten Simulationen rufen die Strahlungsroutine nur alle zwei Stunden auf (siehe Kapitel 4.1). So wurde analog zu Slingo et al. (2004) versucht die Amplitude des DTR zu verbessern, indem die Parametrisierung der Strahlung im Modell zu jedem Zeitschritt, also alle 30 Minuten, aufgerufen wird. Somit kann der Tagesgang der Strahlung am Boden besser repräsentiert werden. Dieser Versuch zeigte jedoch nicht die erhoffte Änderung im DTR.

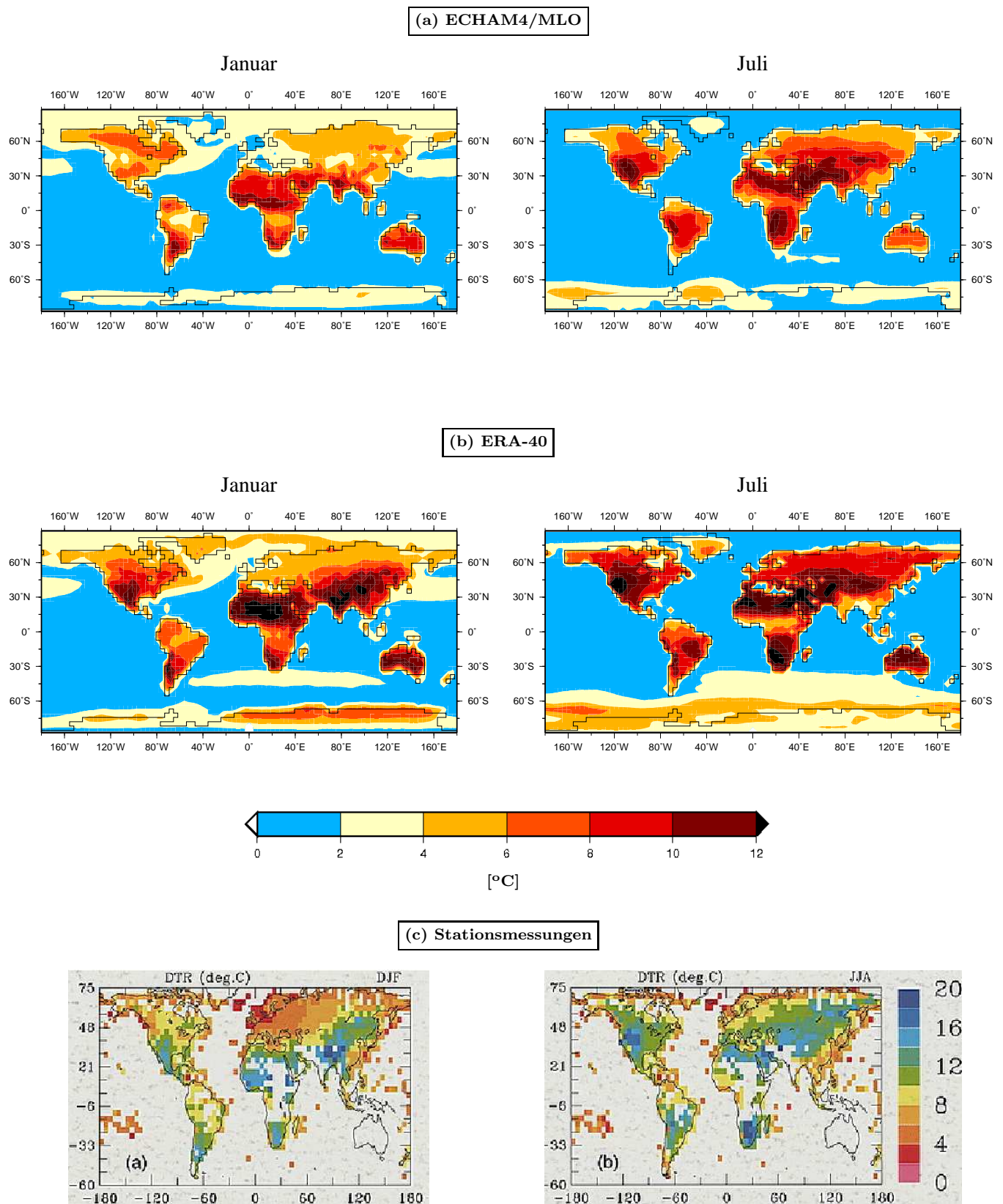


Abbildung 5.3: Geographische Verteilung des mittleren Tagesgangs der Temperatur (DTR) für die Monate Januar und Juli. Dargestellt sind die Ergebnisse aus (a) ECHAM4/MLO, (b) ERA-40 und (c) Stationsmessungen (Abbildung aus Dai et al. (1999))

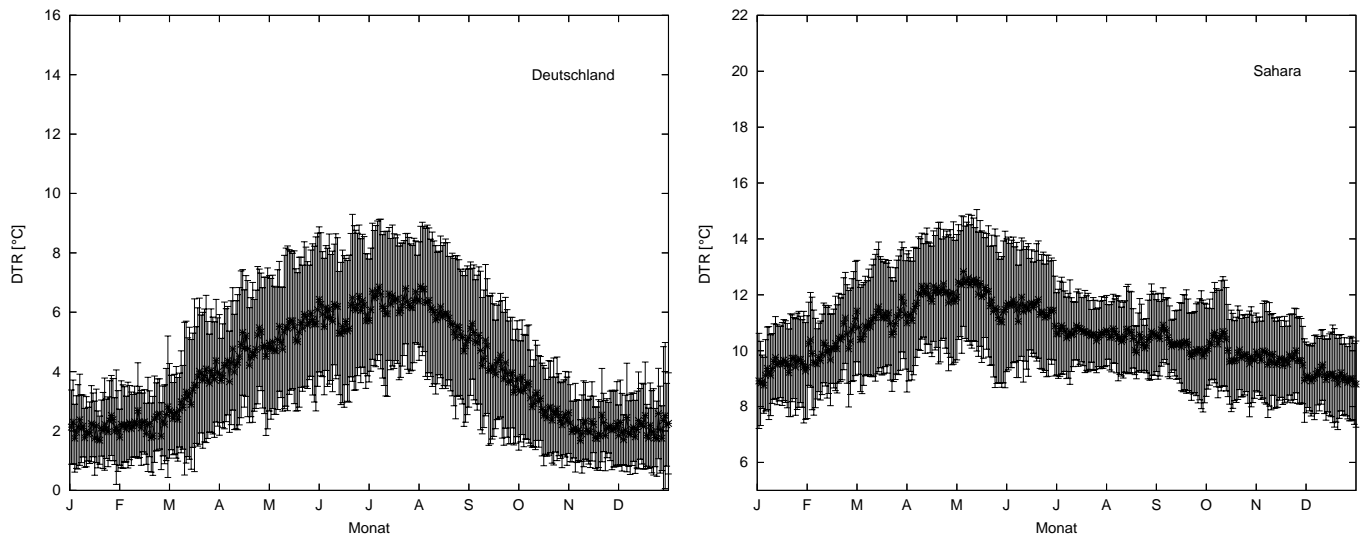
5.3 Jahresgang des DTR

Die Betrachtung des Jahresgangs des DTR erfolgt für ausgewählte Gitterpunkte auf dem Festland. Für jeden Tag eines Jahres wird der langjährige Mittelwert des DTR und seine Standardabweichung berechnet. Abbildung 5.4 beschreibt den Jahresgang des DTR für zwei einzelne Gitterpunkte. Es werden sowohl die Ergebnisse aus Modellsimulationen als auch aus Reanalysedaten dargestellt. Deutschland (50°N , 10°E) wird als Beispiel eines gemäßigten semi-humiden Klimas in den mittleren Breiten, mit warmen Sommern und kalten Wintern ausgewählt. Die Saharawüste (25°N , 25°E) dient als Beispiel für eine aride und heiße Region in den Subtropen. Das hier gezeigte Verhalten ist für andere Regionen mit ähnlichen klimatischen Verhältnissen typisch.

Der Gitterpunkt in Deutschland weist im Modell einen ausgeprägten symmetrischen Jahresgang des DTR auf, mit hohen Werten im Sommer-DTR und kleinen im Winter-DTR (siehe Abbildung 5.4 (a), linke Spalte). Der Jahresgang ist in den Reanalysedaten hingegen nicht so ausgeprägt, wie Abbildung 5.4 (b) zeigt. Man erkennt einen steilen Anstieg im Frühjahr und einen langsameren Abfall im Herbst. Doch der Verlauf des DTR mit Maximalwerten im Sommer ist sehr ähnlich zu den Modellergebnissen. Der Grund für die sommerlichen Maxima im DTR ist die Strahlungdominanz im Sommer in den mittleren Breiten. Wie bereits in der geographischen Verteilung des DTR (Abbildung 5.3) zu sehen war, ist der DTR im Modell betragsmäßig kleiner. Vor allem im Winter ist der DTR im Modell mit 2°C deutlich kleiner als mit 5°C in den Ergebnissen der Reanalyse. Das könnte darauf hindeuten, dass nicht-strahlungsbedingte Einflüsse auf den DTR, z.B. die Temperaturschwankungen durch wandernde Zyklonen und Antizyklonen im Winter, vom Klimamodell in seiner groben Auflösung nachhaltig unterschätzt werden. Die Amplitude des Jahresgangs ist im Modell hingegen größer. Die Standardabweichungen vom jeweiligem Tagesmittelwert des DTR sind im Sommer etwas größer als im Winter und liegen bei $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$.

Der Gitterpunkt in der Sahara liegt in der extrem trockenen libyschen Wüste. Das Klima ist hier gekennzeichnet durch wenig Niederschlag, der hauptsächlich im Winter fällt, geringe Feuchte und hohe Sonneneinstrahlung. Dieser Gitterpunkt zeigt erwartungsgemäß in beiden Datensätzen deutlich höhere Werte im DTR als in Deutschland (siehe Abbildung 5.4 (a), rechte Spalte). Der Abschirmeffekt der Wolken ist hier gering oder nicht vorhanden und außerdem findet aufgrund der Trockenheit kaum Evatranspiration statt, was einen hohen DTR verursacht. Der Jahresgang des DTR ist nicht besonders ausgeprägt und in der Amplitude im Vergleich mit Deutschland kleiner, da die Sahara weniger saisonale Schwankungen im Klima aufweist. Das Maximum des DTR liegt an diesem Gitterpunkt im Frühjahr. Ein möglicher Grund hierfür könnten die starken Winde aus Süd und Südost im Frühjahr sein, die trockene warme Luftmassen aus dem Süden transportieren. Aufgrund der Winterniederschläge liegen die Minimalwerte des DTR im Winter. Der Verlauf des Jahresgangs wird auch hier durch die ERA-40 Daten qualitativ bestätigt (siehe Abbildung 5.4 (b), rechte Spalte). Aber auch über der Sahara wird die Amplitude des DTR im Modell um ca. 30% unterschätzt.

(a) ECHAM4/MLO



(b) ERA-40

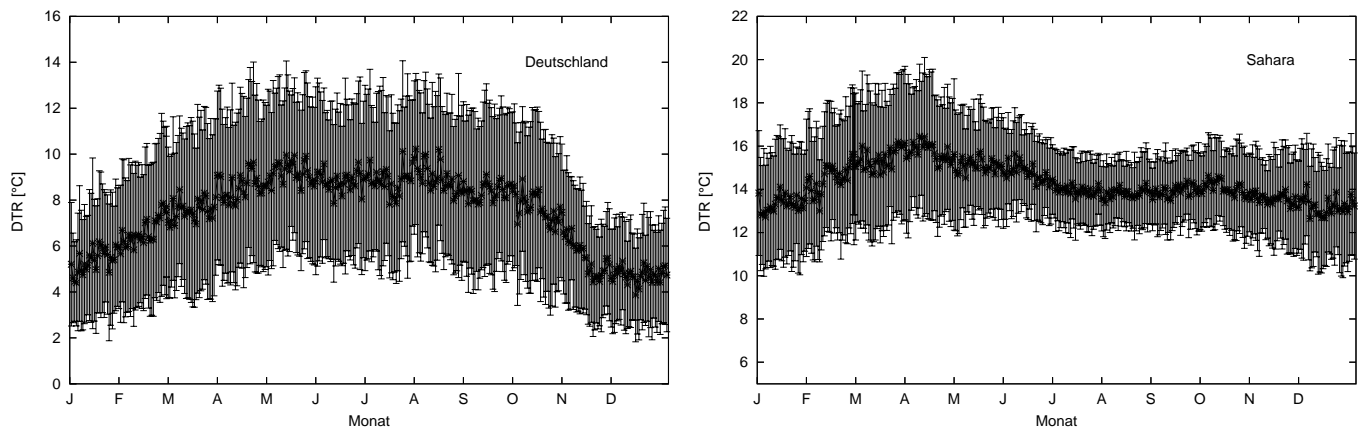


Abbildung 5.4: Mittlerer Jahresgang des DTR, berechnet aus Modell- und aus Reanalysedaten, am Beispiel von zwei einzelnen Gitterpunkten: (a) **Deutschland** (50°N, 10°E) und (b) **Sahara** (25°N, 25°E). Die Fehlerbalken geben die jeweiligen Standardabweichung wieder.

Kapitel 6

Zusammenhang zwischen DTR und Wolken

Im letzten Kapitel wurde gezeigt, dass die geographische Struktur des DTR vom Modell erfasst wird. Nun soll überprüft werden, ob das Modell auch den Zusammenhang zwischen DTR und Bewölkung erkennt. Wie in Kapitel 2.1 erwähnt, haben Wolken durch ihren tageszeitlich differenzierten Einfluss auf die lokale Strahlungsbilanz einen wesentlichen Einfluss auf den DTR. Dieses Kapitel behandelt den linearen Zusammenhang von DTR und natürlicher Bewölkung im Modell auf Basis einer linearen Regression. Die Modellergebnisse werden dann mit Reanalysedaten verglichen. Abschnitt 6.1 beschreibt den statistischen Zusammenhang zwischen DTR und totalem Bedeckungsgrad und zwischen DTR und Wolkenstrahlungsantrieb (CRF) am Boden. In Abschnitt 6.2 wird die Bedeutung der hohen Wolken auf den DTR beschrieben.

6.1 Korrelation zwischen DTR und Bedeckung

Um den Zusammenhang zwischen den Größen DTR und Bedeckung zu bestimmen, wird das statistische Modell der linearen Regression verwendet. Bei der Methode der linearen Regression nimmt man an, dass zwischen zwei Größen X und Y ein linearer Zusammenhang besteht, das heißt: $y = ax + b$, wobei a die Steigung der Geraden und b der y -Abschnitt ist. Die Konstanten a und b werden so bestimmt, dass die Summe der Quadrate der Fehler möglichst klein wird. Für jede Regressionsgerade kann die Stärke des linearen Zusammenhangs, der Regressionskoeffizient R , bestimmt werden. Er ist wie folgt definiert (Kreyszig, 1975):

$$R = \frac{COV(X,Y)}{\sqrt{VAR(X)} * \sqrt{VAR(Y)}}$$

Dabei bezeichnet $VAR(X)$ bzw. $VAR(Y)$ die Varianz der Größen X und Y und $COV(X,Y)$ die Kovarianz dieser Größen. Der Regressionskoeffizient R kann lediglich Werte zwischen

-1 und +1 annehmen. Bei einem Wert von +1 bzw. -1 besteht ein vollständig positiver bzw. negativer linearer Zusammenhang zwischen den betrachteten Größen. Wenn der Korrelationskoeffizient den Wert 0 aufweist, hängen die beiden Größen überhaupt nicht linear voneinander ab (Kreyszig, 1975) .

Für alle Daten eines Kalendermonats aus verschiedenen verfügbaren Modelljahren wird der Tageswert des DTR gegen den jeweiligen Tagesmittelwert des totalen Bedeckungsgrads aufgetragen. Natürlich ist zu erwarten, dass auch der Tagesgang der Bewölkung den Wert des DTR beeinflusst. Da in dieser Arbeit aber der klimatologische Zusammenhang, analog zu Travis et al. (2002a), im Vordergrund steht, wurde der Tagesgang der Bewölkung nicht speziell berücksichtigt. Betrachtet werden die Ergebnisse der Monate Januar und Juli aus Modell- und Reanalysedaten. So ergeben sich für die Modelldaten 30 * 40 Wertepaare für 30 Modelltage und 40 Modelljahre. Hierbei sei bemerkt, dass jeder Monat in ECHAM 30 Tage hat. Analog sind es für die Reanalysedaten 31 * 44 Wertepaare für die Monate Januar und Juli.

Abbildung 6.1 (a) stellt den linearen Zusammenhang zwischen DTR und totalem Bedeckungsgrad der Monate Januar und Juli für einen einzelnen Gitterpunkt in Deutschland (50°N, 10°E) dar. Dieser ausgewählte Gitterpunkt ist charakteristisch für das nördliche Westeuropa. Die beiden Größen sind sowohl im Januar als auch im Juli negativ korreliert, das heißt je höher der totale Bedeckungsgrad, desto kleiner der DTR. Im Januar zeigen die beiden Größen bei einem Korrelationskoeffizienten von $R = -0.26$ einen schwächeren Zusammenhang als im Juli mit $R = -0.55$. Im Januar lassen sich somit nur 26% der Schwankungen im DTR durch Bewölkung erklären. Der Januar-DTR hängt nämlich stark von anderen Einflussfaktoren, wie zum Beispiel der Advektion ab (siehe Kapitel 5.1). Der eher strahlungsdominierte Juli zeigt hingegen einen stärkeren Zusammenhang zwischen DTR und Bewölkung.

Der Korrelationskoeffizient wird auf die Nullhypothese $R = 0$ getestet. Wenn diese Hypothese abgelehnt wird, so ist statistisch belegt, dass das gewählte Regressionsmodell einen Erklärungswert besitzt. Das Signifikanzniveau liegt hier bei 95%, die Irrtumswahrscheinlichkeit ist also 5%. Die Bestimmung der Signifikanz von R erfolgt anhand eines Hypothesentests mit F-verteilter Testgröße (Kreyszig, 1975):

$$F = \frac{R^2 * (N-2)}{1-R^2}$$

Dabei ist N die Anzahl der Freiheitsgrade und R der Regressionskoeffizient. Bevor der F-Test durchgeführt wird, muss die Anzahl der formalen Freiheitsgrade, $N=40 \text{ Jahre} * 30 \text{ Tage}$, korrigiert werden, da der DTR aufeinanderfolgender Tage nicht unabhängig ist. Die Autokorrelationslänge des DTR liegt bei mehreren Tagen, da das Gedächtnis der Atmosphäre sich über mehrere Tage erstrecken kann. In dieser Arbeit wird der äquivalente Stichprobenumfang n_e (statistisch unabhängige Elemente des Ensembles) nach Zwiers und Storch (1995) bestimmt, der die Autokorrelation des DTR von aufeinanderfolgenden Tagen berücksichtigt. Über Land ergibt sich eine äquivalente Stichprobe von $n_e = 15$ je Monat. Somit wird der F-Test mit $40 * 15 = 600$ Freiheitsgraden durchgeführt. R wird mit einem F-Test bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $p = 0.05$ auf Signifikanz getestet. Als Nullhypothese wird angenommen, dass kein linearer Zusammenhang zwischen den beiden Größen besteht

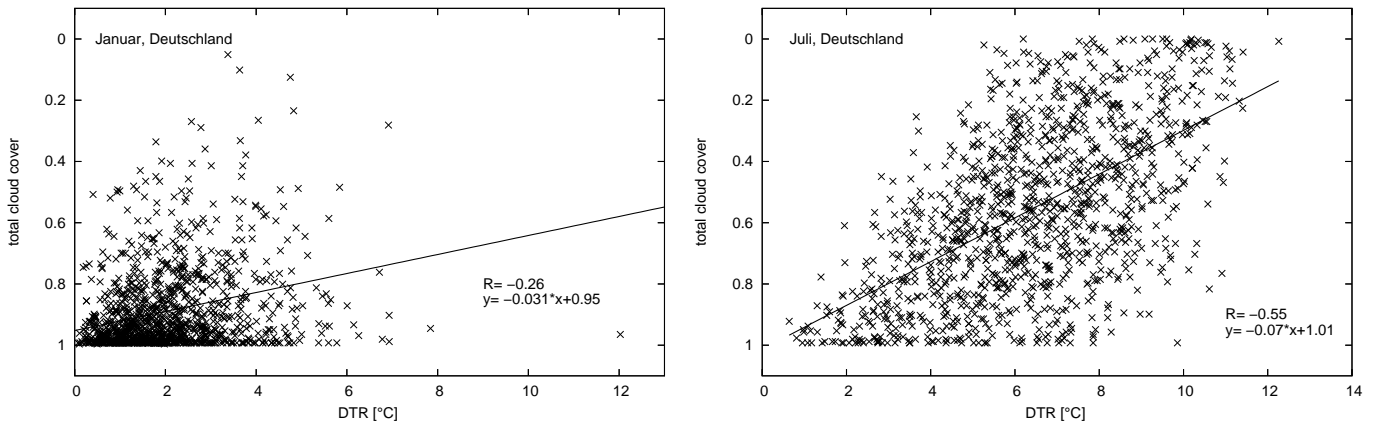
($R = 0$). Die Überprüfung ergibt, dass R signifikant von null verschieden ist für alle Korrelationskoeffizienten, die vom Betrag kleiner als 0.1 sind.

Der Vergleich mit den ERA-basierten Ergebnissen in Abbildung 6.1 (b) zeigt, dass der Zusammenhang zwischen DTR und totalem Bedeckungsgrad vom Modell qualitativ ähnlich wiedergegeben wird. Die Steigung der Regressionsgeraden und der Regressionskoeffizient, wie auch die zu Grunde liegende Punktwolke weisen vor allem im Juli sehr große Ähnlichkeiten auf. Im Januar sind niedrige Werte des Bedeckungsgrads (< 0.5) an dem betreffenden Gitterpunkt seltener als im Modell; sie beeinflussen die Regressionsgerade weniger. Im Juli stimmt auch die Streuung der möglichen DTR Werte für gleiches Bedeckungsgradmittel zwischen Modell und Reanalysen gut überein.

Abbildung 6.2 (a) beschreibt die geographische Verteilung des linearen Regressionskoeffizienten zwischen DTR und totalem Bedeckungsgrad. Für jeden Gitterpunkt wird der zugehörige Korrelationskoeffizient R , der ein Maß für die Stärke der Korrelation ist, berechnet. Man sieht, dass DTR und totaler Bedeckungsgrad vielerorts negativ korreliert sind. Auffällig ist der ausgeprägte Land-Meer-Kontrast von R mit starker Korrelation über Land. Die geringen Schwankungen von Temperatur und DTR über dem Ozean, aufgrund seiner thermischen Trägheit, erklären die dort schwache Korrelation. Die Maximalwerte des negativen Korrelationskoeffizienten werden über Land erreicht und liegen zwischen -0.8 und -0.6 . Im Januar sind sie in Mittel- und Südamerika, sowie in Südafrika und Ostasien zu finden. Der Juli zeigt Maximalwerte negativer Korrelation in Nordamerika, Ostasien und Australien. Wie der Vergleich der Monate Januar und Juli zeigt, unterliegt der Korrelationskoeffizient einer saisonalen Schwankung. Die Korrelation ist in den mittleren und hohen Breiten der jeweiligen Winterhalbkugel meist geringer. Denn im Winter ist der DTR, aufgrund der kurzen Sonnenscheindauer und des wechselhaften Wetters, vorwiegend advektiv bestimmt. Die jeweilige Sommerhalbkugel zeigt aufgrund der dort dominierenden Einstrahlung stärker Korrelationen. Auffällig ist auch der Unterschied der Korrelation in den polaren Breiten der Nordhemisphäre, wo der Zusammenhang zwischen Bewölkung und DTR im Winter bei schwacher solarer Einstrahlung und hoher Schnee- und Eisbedeckung fast verschwindet. Auch hier sind Korrelationskoeffizienten, die betragsmäßig größer als etwa 0.1 sind, statistisch signifikant auf dem 95%- Niveau.

Abbildung 6.2 (b) beschreibt die geographische Verteilung des Korrelationskoeffizienten für die Reanalysedaten. Der Vergleich mit den Modellergebnissen zeigt ähnliche Strukturen von R , mit den betragsmäßig größten Korrelationen über Land. Die absoluten Maxima von R liegen im Januar in Regionen Südamerikas, Südafrikas, Nordaustraliens, Ostasiens und in der Antarktis. Im Juli sind sie in Nord- und Südamerika, sowie in Teilen Asiens und Europas zu finden. Die Korrelationskoeffizienten sind vielerorts etwas stärker als im Modell. Ein Beispiel hierfür ist Südamerika im Januar. Auffällig ist auch die relativ starke positive Korrelation über den subtropischen Ozeanen, mit Werten von bis zu $R = 0.6$. Generell ist für die Verhältnisse über dem Meer zu bedenken, dass hier wenig in-situ Messungen vorhanden sind. Die beobachteten Temperaturen stammen somit entweder aus Satellitenbeobachtungen oder vom ‘first guess’ des zum Datenassimilationsverfahren gehörenden Modells. Bei bewölkten Verhältnissen ist aber auch die Satellitenbeobachtung der bodennahen Tempera-

(a) ECHAM4/MLO



(b) ERA-40

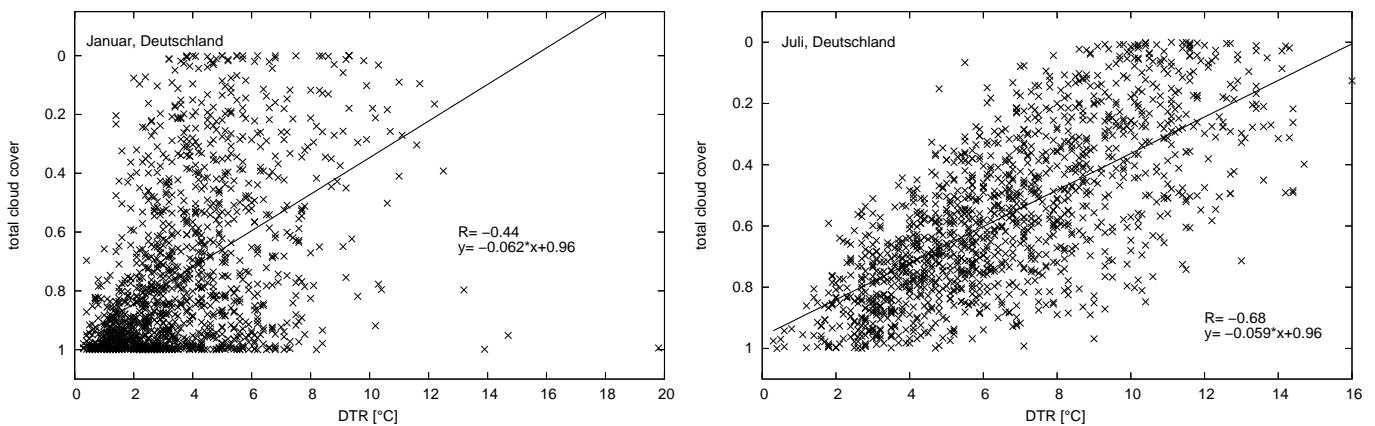


Abbildung 6.1: Lineare Abhängigkeit zwischen totalem Bedeckungsgrad und DTR. Dargestellt sind die Monate Januar und Juli eines Gitterpunktes in Deutschland für (a) ECHAM4/MLO und (b) ERA-40. Die Steigungsgerade y und der Regressionskoeffizient R sind angegeben. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $|R| > 0.1$

tur problematisch, was zu einem künstlichem systematischem Unterschied in der Korrelation Bewölkung-DTR in den ERA-Daten führen könnte.

Bei der Korrelation zwischen DTR und totalem Bedeckungsgrad wird nicht zwischen tiefen, mittelhohen und hohen Wolken unterschieden. Diese wirken aber, wie in Abschnitt 3.3 beschrieben, unterschiedlich auf die Strahlungsbilanz am Boden ein. Um den Einfluss der verschiedenen Wolkenstockwerke zu berücksichtigen wird nun die Korrelation zwischen dem DTR und dem Wolkenstrahlungsantrieb (CRF) am Erdboden durchgeführt. Dadurch werden die unterschiedlichen Wolken durch ihre jeweilige Strahlungswirkung berücksichtigt.

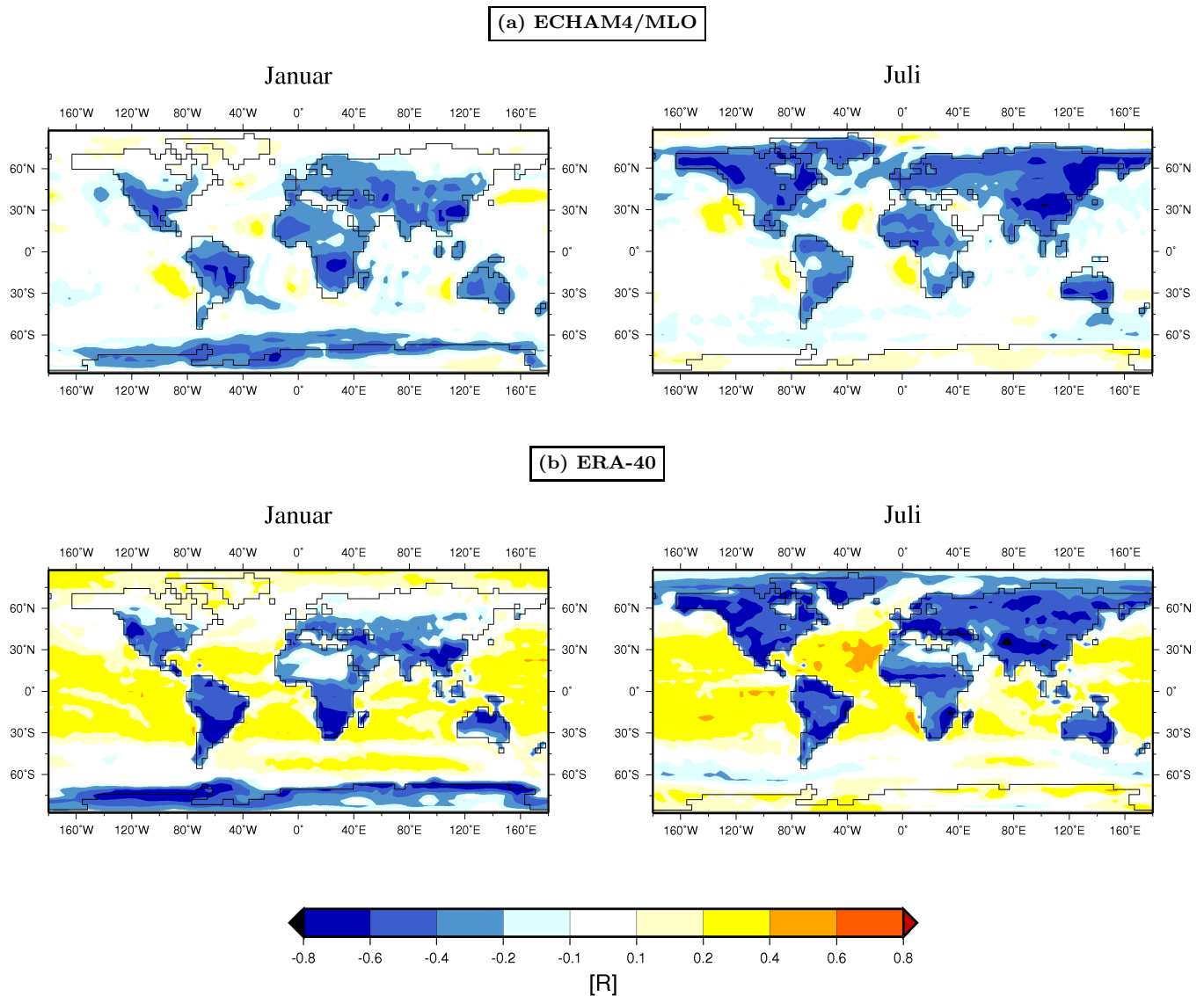


Abbildung 6.2: Lineare Abhängigkeit zwischen totalem Bedeckungsgrad und DTR. Geographische Verteilung des Korrelationskoeffizienten R für die Monate Januar und Juli für (a) ECHAM4/MLO und (b) ERA-40. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $|R| > 0.1$

Abbildungen 6.3 (a) zeigt den linearen Zusammenhang zwischen DTR und CRF am Erdboden für die Monate Januar und Juli, dargestellt für einen Gitterpunkt in Deutschland, der analog zu Abbildung 6.1 bei 50°Nord und 10°Ost gewählt wurde. Das CRF ist in $\frac{W}{m^2}$ angegeben. Die Werte des CRF zeigen im Juli fast ausschließlich negative Werte, doch im Januar sind häufig positive Werte zu finden. Der Grund hierfür ist, dass im Winter, wenn die Sonnenscheindauer gering ist, der Treibhauseffekt der Wolken ihren Albedoeffekt überschreiten kann (Dai et al., 1999). Im Juli sind DTR und CRF positiv korreliert, das heißt je größer der Wolkenstrahlungsantrieb, desto höher der DTR. Wie in Kapitel 3.3 beschrieben reduzieren die Wolken die Strahlung am Erdboden und verursachen dort tendenziell einen

negativen Wolkenstrahlungsantrieb, das heißt je höher der Bedeckungsgrad, desto negativer das CRF und desto kleiner der DTR. Der lineare Zusammenhang ist mit $R = 0.834$ stärker als der zwischen DTR und totalem Bedeckungsgrad. Doch trotz der relativ hohen Korrelation zeigt die Darstellung immer noch starke Abweichungen von der Regressionsgerade, hierbei fällt vor allem die starke Streuung um den Wert $\text{CRF}=0$ auf. Das deutet wiederum darauf hin, dass der DTR neben der Bewölkung auch von anderen Faktoren, wie zum Beispiel der Advektion, beeinflusst wird. Der Monat Januar zeigt im Modell hingegen keine signifikante Korrelation zwischen DTR und CRF, wie aus Abbildung 6.3 (a) hervorgeht.

Aus dem Vergleich mit Abbildungen 6.3 (b) geht hervor, dass die Modellergebnisse der Korrelation im Juli in relative guter Übereinstimmung mit den Reanalyseergebnissen stehen. Dies gilt nicht für den Monat Januar, hier zeigen die Reanalysedaten eine signifikante negative Korrelation zwischen DTR und CRF am Boden. Es liegt nahe, dass im Januar, wo der kurzweilige Anteil der Strahlung nahezu verschwunden ist, die Korrelation zwischen Bedeckungsgrad und DTR das Vorzeichen wechselt. Das würde bedeuten, dass je größer der Bedeckungsgrad ist, desto positiver das CRF und desto kleiner der DTR. Im Modell ist dieser Effekt augenscheinlich weniger ausgeprägt. Ein Grund könnte ein unterschiedlicher Tagesgang des Wolkenstrahlungsantriebs sein, von dessen genauer Reproduktion das Tagesmittel des CRF unter den gegebenen Umständen sicher stark abhängt.

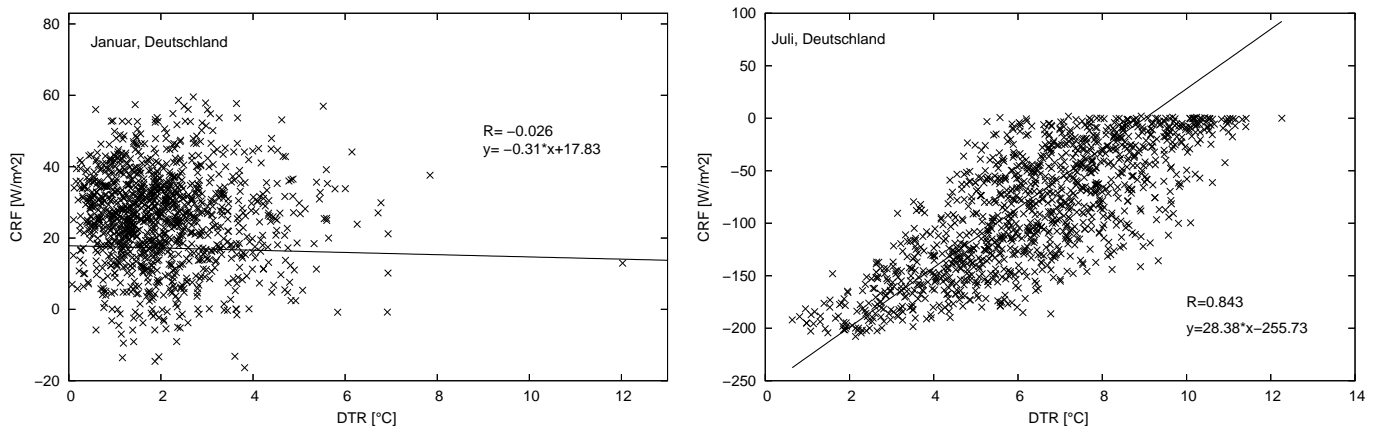
Abbildung 6.4 beschreibt die geographische Verteilung des Korrelationskoeffizienten R zwischen DTR und CRF. Wie schon bei der Gitterpunktbetrachtung am Beispiel Deutschland gezeigt wurde, ist der lineare Zusammenhang zwischen DTR und CRF im Sommer stärker als zwischen DTR und totalem Bedeckungsgrad. Diese Korrelation (Abbildung 6.4) beschreibt eine ähnliche Struktur wie die Korrelation zwischen DTR und totaler Bedeckung (Abbildung 6.2), aber ihr linearer Zusammenhang ist stärker. Über Land liegen die Korrelationskoeffizienten R hier zwischen 0.4 und 0.8 mit Maximalwerten von $R > 0.8$. Ähnlich wie in Abbildung 6.2 liegen die Maximalwerte im Januar über Südamerika und Südafrika und im Juli über Nordamerika und Ostasien. Auffällig ist wieder der Land-Meer-Kontrast mit geringer, teilweise statistisch nicht signifikanter linearer Beziehung über dem Ozean. Im Winter sind in den mittleren und nördlichen Breiten über einigen Regionen schwache negative Korrelationen zu finden.

Der Vergleich mit den Reanalyseergebnissen der Korrelation bestätigt das Verhalten des Modells in vielen Regionen (siehe Abbildung 6.4 (b)). Abweichungen vom Modellverhalten zeigen die relativ starken negativen Korrelationen auf der jeweiligen Sommerhalbkugel über den Eisflächen, wie z.B. der Anarktis und Grönland. Hierfür sind wahrscheinlich warme Wolken, die sich über einer kalten Oberfläche befinden, verantwortlich. Auch im Winter sind in den mittleren und nördlichen Breiten, wie in Asien und Europa, höhere negative Korrelationen zu finden.

Da diese Arbeit sich mit der Hypothese von Travis et al. (2002a) auseinandersetzt, wurde der dort betrachtete Monat, der September, ebenfalls untersucht. Die Korrelationen im Monat September verhalten sich qualitativ ähnlich zum Monat Juli, darum werden keine entsprechenden Abbildungen gezeigt. Abschließend kann man sagen, dass der Zusammenhang

zwischen DTR und Wolken im Modell durch die Reanalysedaten qualitativ gut bestätigt wird. Die lineare Abhängigkeit des DTR von der Bewölkung wird durch das Modell vor allem für strahlungsdominierte Situationen realitätsnah beschrieben. Daher kann man erwarten, dass das Modell geeignet ist, die von Travis et al. (2002a) postulierte Korrelation zwischen Kondensstreifen und DTR zu überprüfen. So stellt sich als nächstes die Frage, ob ein Zusammenhang zwischen DTR und Bewölkung, wie in diesem Abschnitt beschrieben, auch für die hohe Bewölkung allein besteht.

(a) ECHAM4/MLO



(b) ERA-40

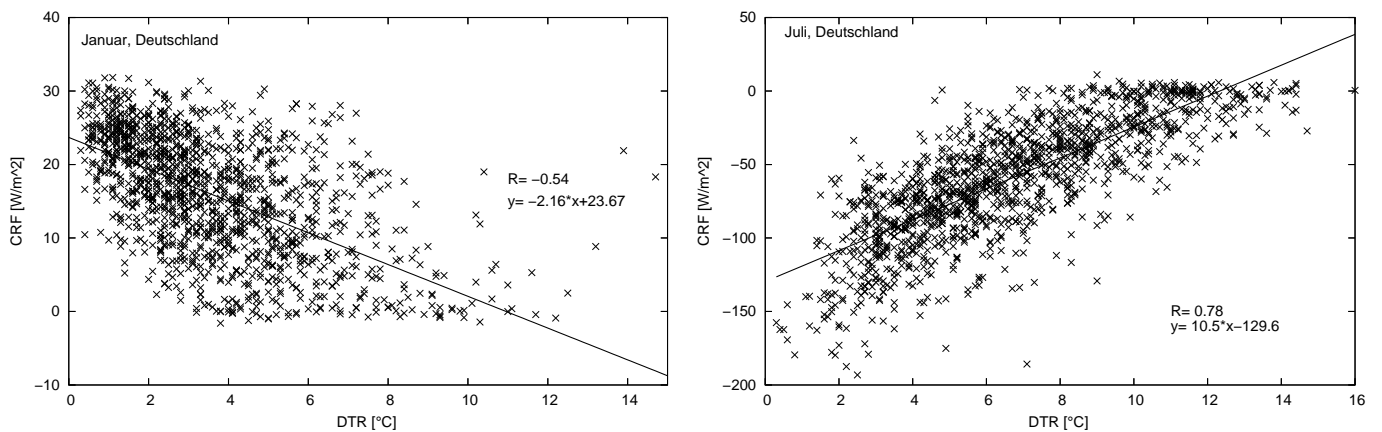


Abbildung 6.3: Lineare Abhängigkeit zwischen Wolkenstrahlungsantrieb (CRF in $\frac{\text{W}}{\text{m}^2}$) und DTR. Dargestellt sind die Monate Januar und Juli eines Gitterpunkts in Deutschland für (a) ECHAM4/MLO und (b) ERA-40. Steigungsgerade y und Regressionskoeffizient R sind angegeben. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $|R| > 0.1$

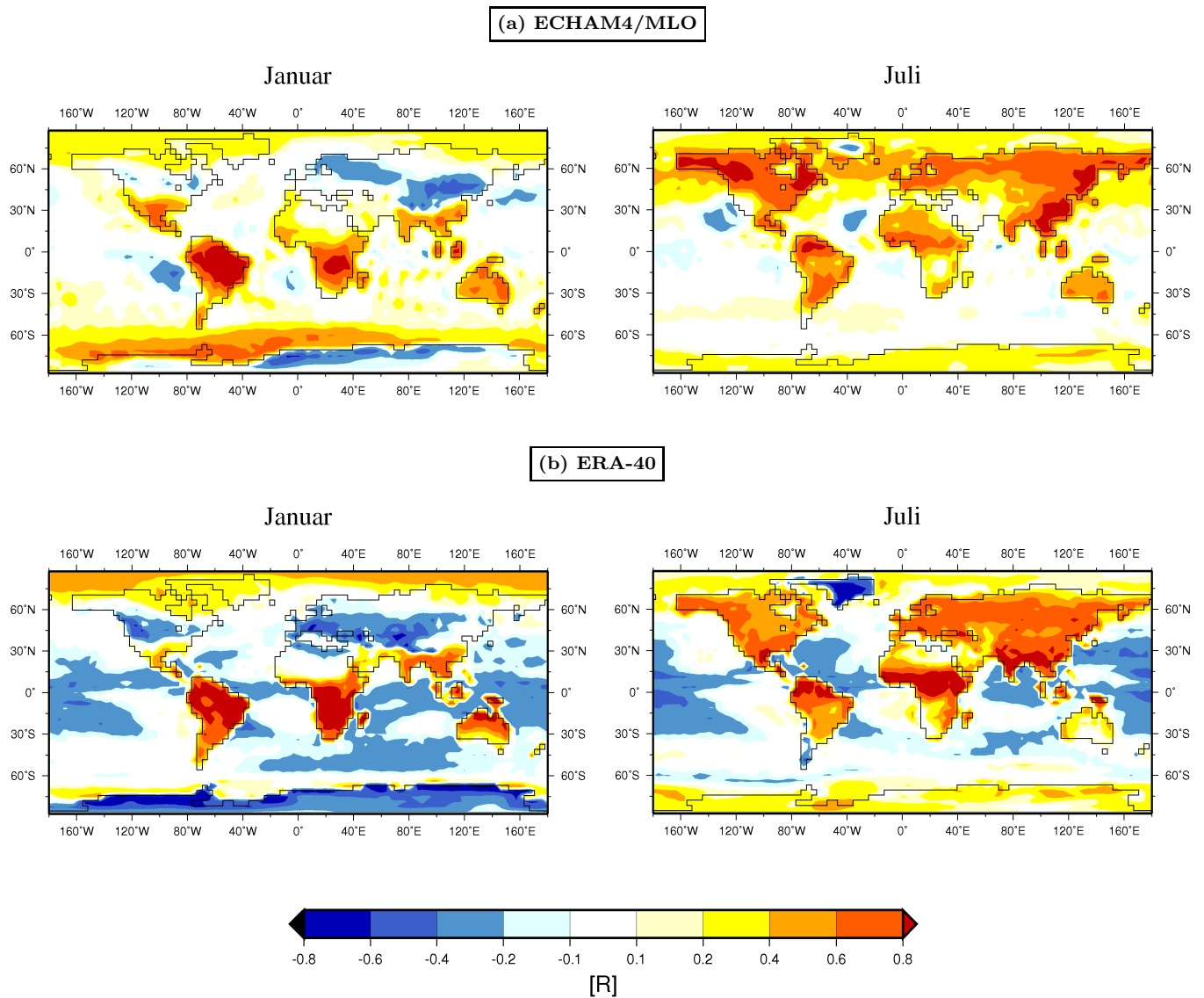


Abbildung 6.4: Lineare Abhängigkeit zwischen CRF und DTR. Geographische Verteilung des Korrelationskoeffizienten R für die Monate Januar und Juli für (a) ECHAM4/MLO und (b) ERA-40. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $|R| > 0.1$

6.2 Korrelation zwischen DTR und hoher Bewölkung

Da Kondensstreifen ähnlich optische Eigenschaften wie Zirren aufweisen, ist es interessant den linearen Zusammenhang zwischen DTR und hoher natürlicher Bewölkung zu quantifizieren. In diesem Abschnitt werden die Korrelationen zwischen dem DTR und dem totalen Bedeckungsgrad hoher Wolken, sowie zwischen dem DTR und dem CRF hoher Wolken berechnet. Das CRF der hohen Wolken wurde mit dem Experiment ECHAM4-highclouds bestimmt (siehe Abschnitt 4.2). Wie bereits beschrieben, wurde das CRF hoher Wolken invers bestimmt, d.h. als CRF der hohen Wolken wurde die Differenz des gesamten CRF, vermindert um das CRF der tiefen Wolken alleine, genommen.

In Abbildung 6.5 (a) ist das Tagesmittel des DTR gegen das Tagesmittel des totalen Bedeckungsgrads hoher Wolken aufgetragen, berechnet aus ECHAM4-highclouds. Es wurde der gleiche Gitterpunkt über Deutschland verwendet wie in Abschnitt 6.1. Man sieht, dass der Einfluss der hohen Bewölkung auf den DTR sowohl im Januar als auch im Juli sehr schwach ist. Beispielsweise wird in beiden Jahreszeiten für Vollbedeckung mit hohen Wolken fast der gesamte mögliche Wertebereich des DTR überstrichen, nur die Häufigkeiten sind geringfügig unterschiedlich. Der Korrelationskoeffizient von $R = 0.1$ ist gerade noch signifikant auf dem 95%- Niveau. Das gezeigte Modellverhalten wird durch Reanalysedaten qualitativ bestätigt (siehe Abbildung 6.5 (b)).

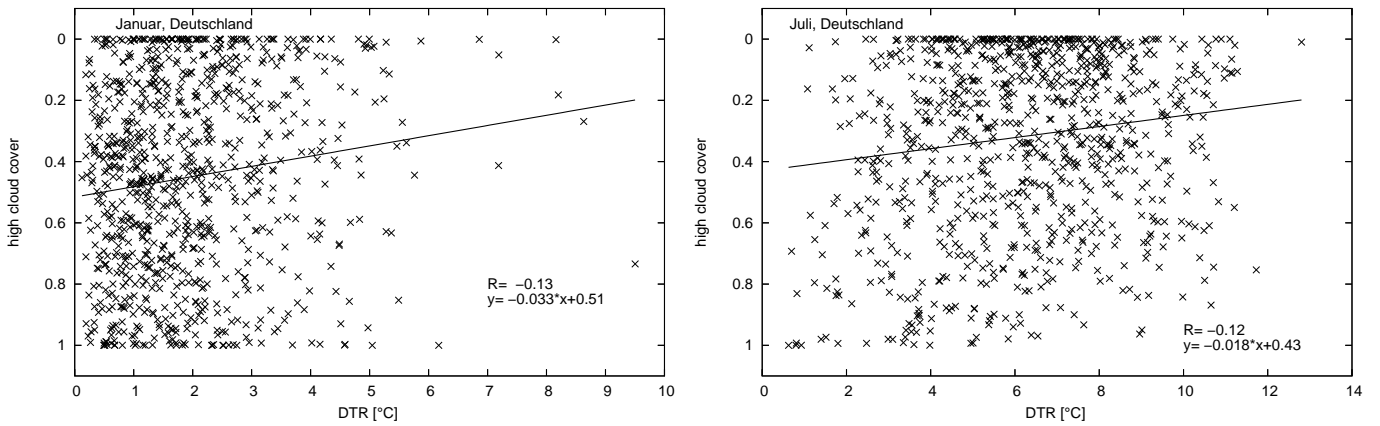
Die globale Verteilung des linearen Zusammenhangs zwischen dem DTR und dem Bedeckungsgrad hoher Wolken für die Modelldaten wird in Abbildung 6.6 (a) dargestellt. Wie nach den Punktwolken aus Abbildung 6.5 zu vermuten, ist der Regressionskoeffizient R sehr niedrig und in vielen Regionen statistisch nicht signifikant. Der Vergleich mit der Korrelation zwischen DTR und dem Bedeckungsgrad aller Wolken (siehe Abbildung 6.2) zeigt dennoch einige Ähnlichkeiten in der globalen Struktur. Zum Beispiel liegt die betragsmäßig größte negative Korrelation im Juli über Ostasien, wo auch in Abbildung 6.2 ein Maxima negativer Korrelation zu finden ist. Auch der Land-Meer-Kontrast ist deutlich zu erkennen. Die Reanalysedaten zeigen teilweise ähnliches Verhalten in der geographischen Verteilung des Regressionskoeffizienten (vgl. Abbildung 6.6 (b)) wie das Modell.

Aus Abbildung 6.7 und 6.8 wird deutlich, dass auch der Wolkenstrahlungsantrieb der hohen Wolken und der DTR nur sehr geringe Korrelationen zeigen. Interessanterweise kehrt sich in Abbildung 6.7 für die Julidaten, im Gegensatz zur Korrelation zwischen dem CRF aller Wolken und dem DTR (siehe Abbildung 6.3), die Korrelation um, d.h. ein betragsmäßig großes (negatives) CRF der hohen Wolken ist eher von höheren DTR-Werten begleitet. Dieses Phänomen ist auch in der geographischen Verteilung (Abbildung 6.8) des Korrelationskoeffizienten zu sehen. Möglicherweise bedarf es hier einer genaueren Analyse der Tagesgänge des CRF, um diese in einigen Regionen auftretende Phänomene zu verstehen. Andererseits sind die Regressionskoeffizienten so klein und die Kohärenz der Struktur in Abbildung 6.8 so gering, dass kein bedeutender Einfluss des Strahlungsantriebs hoher Wolken auf den DTR feststellbar ist. Eine Überprüfung des Modellverhaltens in Abbildung 6.7 und 6.8 mit den ERA-Daten ist leider nicht möglich, da das CRF dort nur für die Gesamtheit der Wolken vorhanden ist. Für den Bedeckungsgrad hoher Wolken weisen die ERA-Daten, wie bereits gezeigt, keine Korrelation mit dem DTR aus.

Zusammenfassend kann man sagen, dass hohe Wolken nur einen geringen oder keinen statistisch signifikanten Einfluss auf den DTR haben. Dies stimmt mit den Ergebnissen von Dai et al. (1999) überein, die ebenfalls herausfanden, dass hohe Wolken nur einen sehr kleinen Beitrag zur Reduktion des DTR liefern.

Das bedeutet, dass ein linearer Zusammenhang zwischen Kondensstreifen und DTR ebenfalls nicht zu erwarten ist, da Kondensstreifen bzgl. ihres Strahlungsantrieb natürlicher hohen Wolken sehr ähnlich sind.

(a) ECHAM4-highclouds



(b) ERA-40

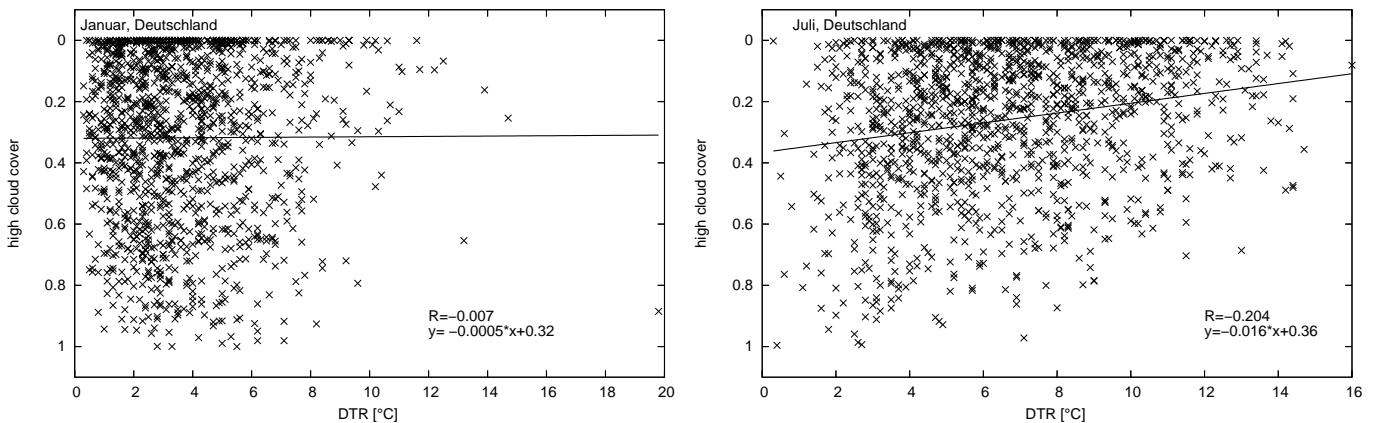


Abbildung 6.5: Lineare Abhängigkeit zwischen dem Bedeckungsgrad hoher Wolken und dem DTR. Dargestellt ist die Korrelation der Monate Januar und Juli eines Gitterpunkts in Deutschland für (a) das Experiment ECHAM4-highclouds und (b) für ERA-40 Daten. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $|R| > 0.1$.

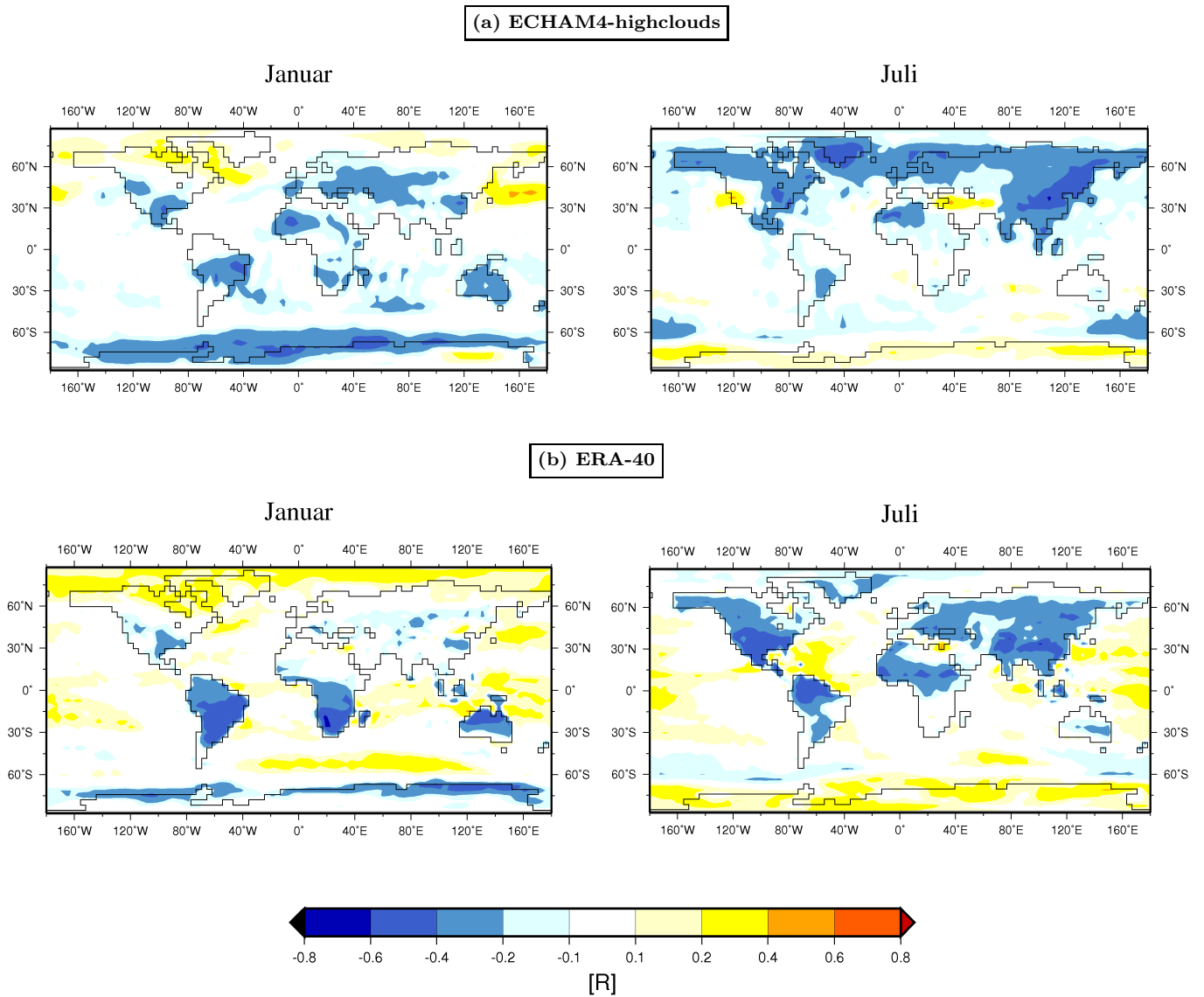


Abbildung 6.6: Geographische Verteilung der linearen Korrelation zwischen dem Bedeckungsgrad hoher Wolken und DTR. Dargestellt ist der Korrelationskoeffizient R für die Monate Januar und Juli für (a) das Experiment ECHAM4-highclouds und (b) für ERA-40 Daten. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $|R| > 0.1$.

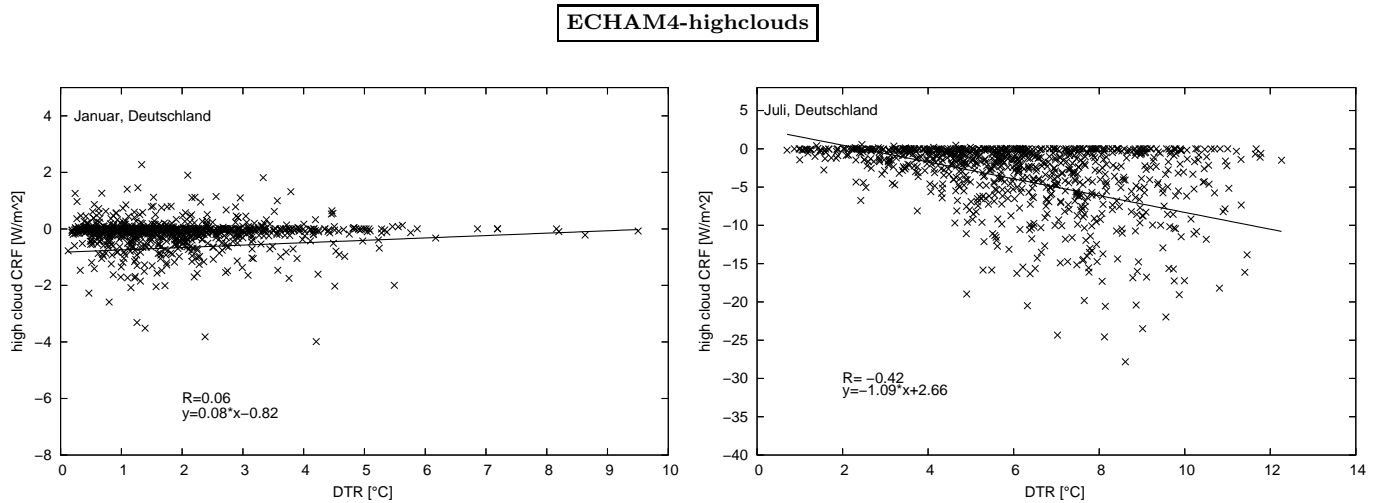


Abbildung 6.7: Lineare Abhängigkeit zwischen CRF hoher Wolken und DTR. Dargestellt ist die Korrelation der Monate Januar und Juli eines Gitterpunkts in Deutschland im Experiment ECHAM4-highclouds. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $|R| > 0.1$.

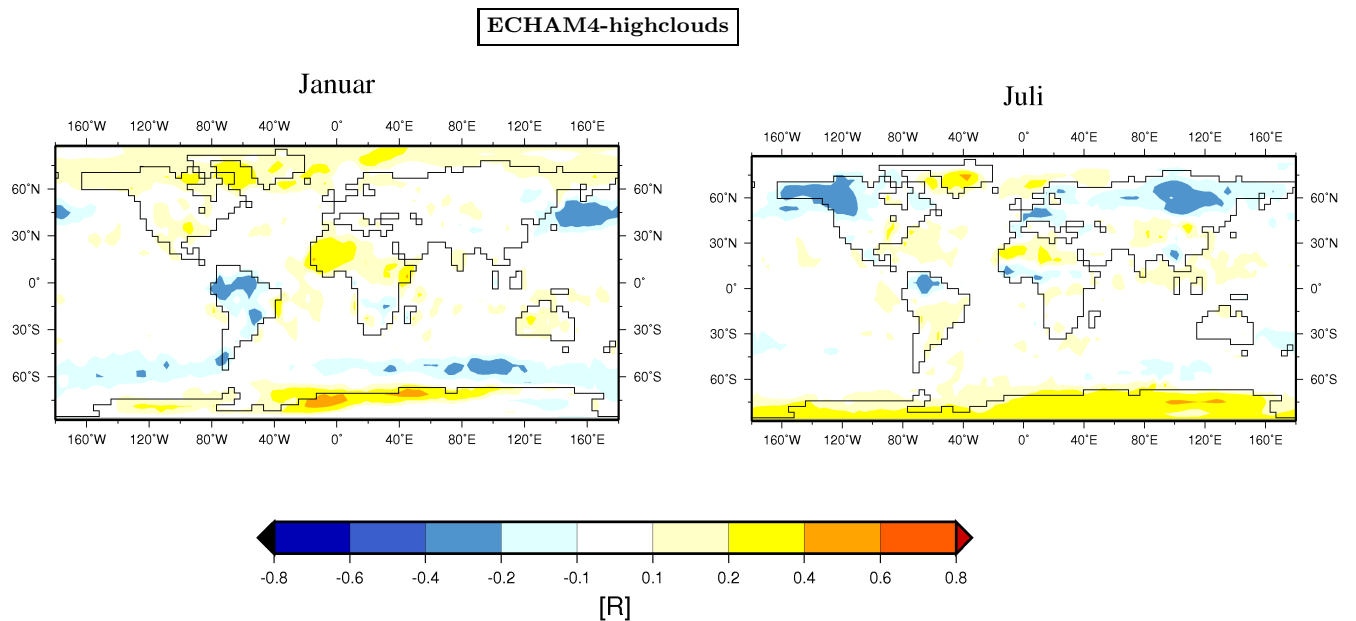


Abbildung 6.8: Geographische Verteilung der linearen Abhängigkeit zwischen CRF hoher Wolken und DTR. Dargestellt ist der Korrelationskoeffizient R für die Monate Januar und Juli für das Experiment ECHAM4-highclouds. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $|R| > 0.1$.

Kapitel 7

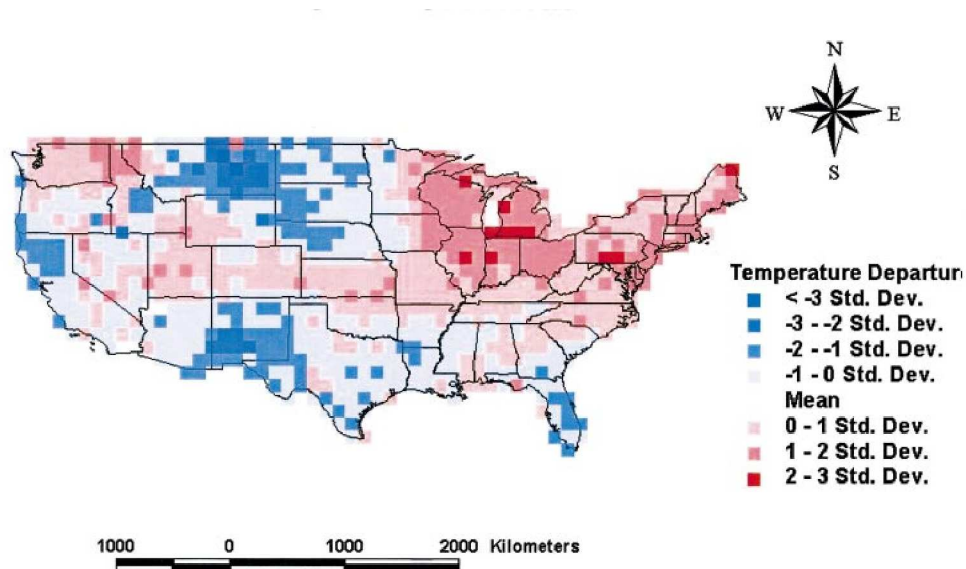
Möglicher Zusammenhang zwischen DTR und Kondensstreifen

Wie bereits in Kapitel 3.3 erläutert wurde, verändern Kondensstreifen als zusätzliche hohe Bewölkung ganz analog wie natürliche Wolken die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre. Dieses Kapitel befasst sich mit dem möglichen Zusammenhang zwischen Kondensstreifen und DTR. Es wird qualitativ und quantitativ überprüft, ob Kondensstreifen einen Einfluss auf den DTR haben, so wie von Travis et al. (2002a) behauptet. Zunächst wird in Abschnitt 7.1 die Travis-Hypothese ausführlich beschrieben. Des weiteren werden in Abschnitt 7.2 die Ergebnisse der Überprüfung vorgestellt und in Abschnitt 7.3 zusammengefasst.

7.1 Travis-Hypothese

Das Fehlen des Luftverkehrs aufgrund der Terroranschläge während der Periode 11.-14. September 2001 in den USA ermöglichte Travis et al. (2002a) die Rolle von Kondensstreifen auf den Tagesgang der Temperatur zu untersuchen. Es standen ihnen 4000 Stationsmessungen in den USA zur Verfügung. Aufgrund ihrer Höhe und ihrer optischen Eigenschaften, verhalten sich Kondensstreifen in ihrem Einfluss auf die langwellige und kurzwellige Strahlungsbilanz ähnlich wie Zirren. Travis et al. (2002a) argumentieren, dass Kondensstreifen am Tag die kurzwellige Strahlung reduzieren und die Tagesmaximumtemperatur somit reduzieren. In der Nacht nimmt die langwellige Strahlung bei Anwesenheit von Kondensstreifen zu, was zu einer Erwärmung führt. Dadurch könnte der Tagesgang der Temperatur, ähnlich wie bei natürlichen Wolken, reduziert werden. Abbildung 1.1 (siehe Kapitel 1) aus Travis et al. (2002a) zeigt, dass der 3-Tagesmittelwert des DTR vom 11.-13. September 2001 in den USA 1.1 °C über dem 30-jährigen Mittelwert (1971-2000) dieser 3-Tagesperiode liegt. Die anschließenden 3-Tagesperioden, 8.-11. und 14.-17. September, liegen hingegen unter dem 30-jährigen Mittelwert des DTR. Diese positive Abweichung des DTR wurde von Travis et al. (2002a) als überzeugender Beleg interpretiert, dass Kondensstreifen in den USA einen Einfluss auf den DTR haben und der fehlende Luftverkehr für die Zunahme des DTR in der betreffenden 3-Tagesperiode verantwortlich war.

(a) Abweichung des DTR 11-14 September vom klimatologischen Mittel



(b) Mittlere Kondensstreifenhäufigkeit für Oktober

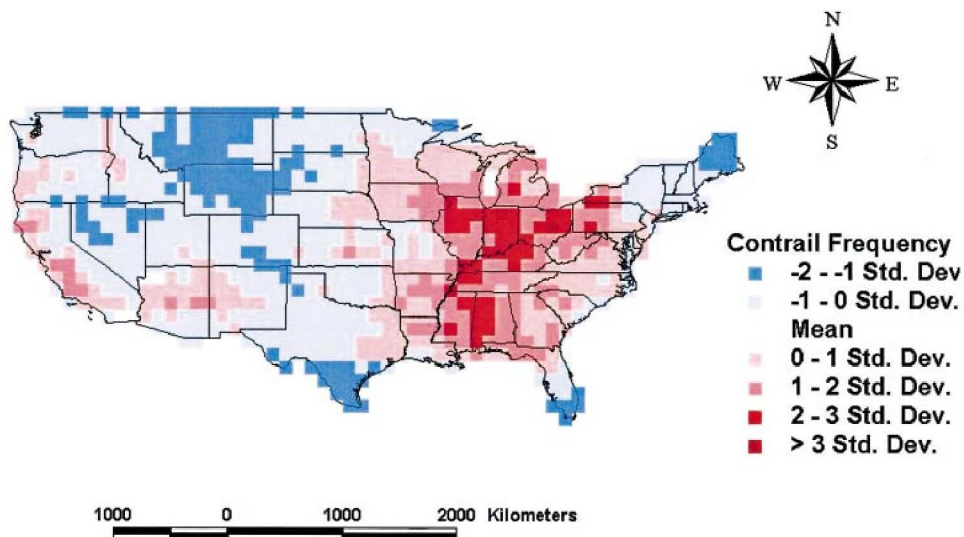


Abbildung 7.1: (a) Standardabweichung σ des DTR vom 11.-13. September 2001 vom Langzeitmittel (1971-2000) dieser 3-Tagesperiode, geographische Verteilung in den USA. (b) Kombinierte mittlere Kondensstreifenhäufigkeit von 1977-79 und 2000-2001 für den Monat Oktober (Abbildung aus Travis et al. (2004)).

Abbildung 7.1 (a) aus Travis et al. (2004) zeigt für die USA die räumliche Verteilung der Standardabweichung σ des DTR vom 11.-13. September 2001 vom Langzeitmittel 1971-2000. Starke positive Anomalien mit $\sigma > 2$ sind in den Zentral-USA, im Nordosten, sowie im Nordwesten der USA zu finden. In Abbildung 7.1 (b) ist die typische mittlere Kondensstreifenhäufigkeit für typische Herbstverhältnisse (Oktober) dargestellt. Hier wird die mittlere, aus Satellitendaten stammende Kondensstreifenhäufigkeit von Oktober 1977-79 und 2000-01 kombiniert. Der visuelle Vergleich der beiden Abbildungen (Abbildung 7.1(a)+(b)) zeigt einige Übereinstimmungen von Regionen mit großer DTR Zunahme und von Regionen, die im Herbst klimatologisch begünstigt für die Bildung langlebiger Kondensstreifen sind. Die Standardabweichung des DTR und die Kondensstreifenhäufigkeit haben einen signifikanten Regressionskoeffizient von $R = 0.36$. Travis et al. (2004) stützen ihre These auf die gezeigte Verknüpfung von potentieller Kondensstreifenbedeckung und Standardabweichungen des DTR.

Travis et al. (2002a) berücksichtigten jedoch nicht die über den USA herrschenden synoptischen Bedingungen, welche auch für den beobachteten DTR verantwortlich gewesen sein könnten. Kalkstein und Balling (2004) hingegen analysierten die Luftmassen in den USA für die Tage nach dem 11. September 2001 und setzten sie in Beziehung zum DTR.

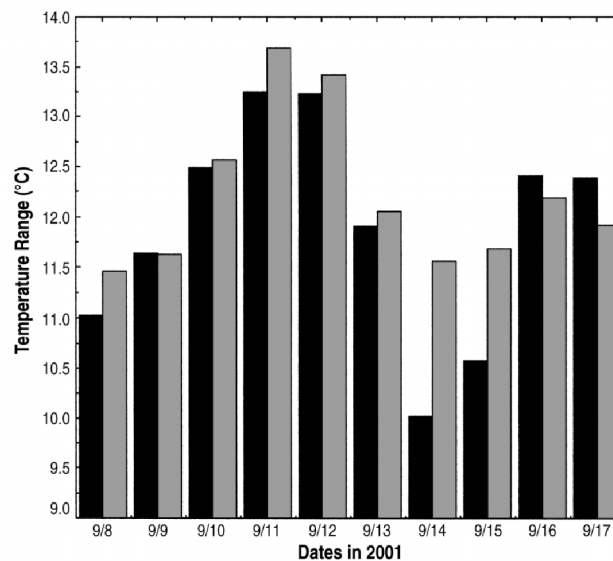


Abbildung 7.2: Über die gesamte USA gemittelter beobachteter DTR (schwarze Balken) und durch Luftmassenanalyse vorhergesagter DTR (graue Balken) für die Tage 8.-17. September 2001 (Abbildung aus Kalkstein und Balling (2004))

Indem sie die Luftmassen über den USA in sieben unterschiedliche Klassen unterteilten, konnten Kalkstein und Balling (2004) eine empirische Vorhersage machen, was für ein DTR in einer bestimmten Periode zu erwarten gewesen wäre. Vorhergesagter und beobachteter DTR für die Tage 8.-17. September 2001 werden in Abbildung 7.2 gegenübergestellt. Man sieht, dass auch in der Arbeit von Kalkstein und Balling (2004) in der Periode 11.-13. Sep-

tember ein außergewöhnlich hoher DTR gefunden wird. Doch diese hohen Werte im DTR, die hauptsächlich in den Tagen 11. und 12. September zu sehen sind, werden auch durch die Luftmassenanalyse vorhergesagt. Die am 11. und 12. September 2001 über einem großen Teil der USA herrschenden klaren, kalten, trockenen, polaren Luftmassen bieten somit eine alternative Erklärungsmöglichkeit für den Sprung im DTR, der von 12. auf 13. September 2001 deutlich zu sehen ist (Kalkstein und Balling, 2004).

Bei näherer Betrachtung der Travis-Hypothese lassen sich, neben der Arbeit von Kalkstein und Balling (2004), weitere Kritikpunkte finden:

- Es handelt sich hierbei nicht um ein mechanistisch-quantitatives Modell, das den DTR mit der Kondensstreifenbedeckung in Zusammenhang bringt. Der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen, der letztendlich die antreibende Größe im DTR ist, kann nämlich nicht aus beobachteten Daten analysiert werden.
- Da Travis et al. (2002a) nur drei luftverkehrsfreie Tage für ihre Analyse zur Verfügung haben, erscheint eine Statistik auf Basis von drei Tagen nicht aussagekräftig. Die statistische Grundlage ist, angesichts der hohen Variabilität der Atmosphäre in den mittleren Breiten, ziemlich schwach.
- Abbildung 7.3 zeigt die Differenz zwischen dem DTR der 3-Tagesperiode 11.-13. September und den angrenzenden 3-Tagesperioden 8.-10. und 14.-16. September für die Jahre 1971-2001. Im Jahr 2001 zeigt die Differenz des DTR zwar mit 1.8°C den größten Wert, doch unterscheidet sie sich nur geringfügig von der Abweichung 1.6°C des Jahres 1981 (Travis et al., 2002b). So stellt sich die Frage, ob sich die DTR Abweichung der Größenordnung 1.1°C , wie sie in Abbildung 1.1 zu sehen ist, überhaupt statistisch signifikant vom 30-jährigen Mittelwert unterscheidet. Außerdem wurde nicht betrachtet wie sich die Abweichungen anderer 3-Tagesperioden verhalten.

Diese Kritikpunkte machen deutlich, dass die Travis-Hypothese einer Überprüfung bedarf. Kondensstreifen können sicherlich prinzipiell einen Effekt auf das regionale Klima haben, aber ob sich die Zunahme des DTR um 1.1°C in den USA wirklich mit dem fehlenden Luftverkehr erklären lässt, wird im Folgenden mit Hilfe von Modellsimulationen untersucht. Denn das Modell hat den Vorteil, dass lange Simulationen mit Luftverkehr und ohne Luftverkehr durchgeführt werden können, und dabei auch der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen berechnet werden kann.

7.2 Überprüfung der Travis-Hypothese

Im Folgenden werden die Grundlagen und Ergebnisse meiner Arbeit zur unmittelbaren Überprüfung der Travis-Hypothese vorgestellt und diskutiert. Ich konzentriere mich hierbei auf vielbeflogene Regionen, wie zum Beispiel die kontinentale USA oder Westeuropa.

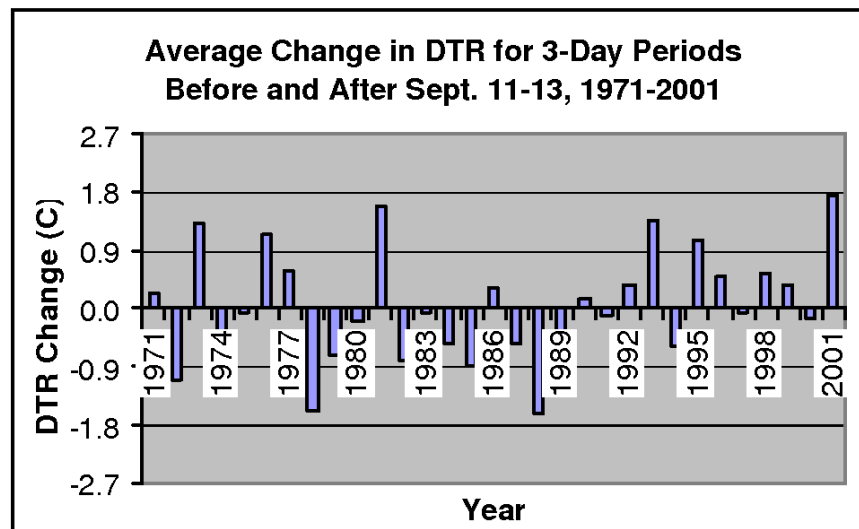


Abbildung 7.3: Differenz zwischen dem DTR der 3-Tagesperiode 11.-13. September und den angrenzenden 3-Tagesperioden 8.-10. und 14.-16. September für die Jahre 1971-2001 (Abbildung aus Travis et al. (2002b)).

7.2.1 Tagesgang des Strahlungsantriebs von Kondensstreifen am Boden

Um die Grundvoraussetzung der Travis-Argumentation, die Strahlungswirkung von Kondensstreifen, im Klimamodell zu überprüfen, wird aus den Modelldaten der Tagesgang des Kondensstreifenstrahlungsantriebs analysiert. Die Modelldaten stammen aus der 3-jährigen Simulationen aus dem Experiment ECHAM4-2h (siehe Tabelle 4.1). Wie in Abschnitt 4.2 beschrieben handelt es sich um eine Simulation, bei der der Luftverkehr um einen Faktor 20 künstlich überhöht wird. Damit verbunden ist eine Überhöhung des Bedeckungsgrads linienhafter Kondensstreifen. Durch diese Überhöhung wird jedoch andererseits der in der Simulation fehlende Effekt nicht linienhafter Kondensstreifen (3.3) qualitativ mitberücksichtigt (siehe Abschnitt 7.2.2).

In Abbildung 7.4 ist der Verlauf des Tagesgangs des Kondensstreifenstrahlungsantriebs am Boden für die Monate Januar und Juli zu sehen. Die Tageszeit ist in UTC angegeben, der Sonnenhöchststand in diesem betreffenden Gebiet wird zwischen 11 und 13 UTC erreicht. Analog zu Marquart (2003) wird das Gebietsmittel über Westeuropa (11°W-19°E, 39°N-54°N) gebildet. Es wird jeweils über drei Modellmonate gemittelt. Die langwellige Strahlungskomponente in Abbildung 7.4 ist weitgehend unabhängig von der Tageszeit. Sie hängt hauptsächlich von der Bewölkung ab (Marquart, 2003). Der kurzwellige Strahlungsantrieb hingegen ist stark an die solare Einstrahlung gebunden. Er verschwindet in den Nachtstunden komplett. Die maximalen (negativen) Werte werden bei niedrigem Sonnenstand erreicht. Vor allem bei optisch dünnen Wolken spielt der Zenitwinkel eine große Rolle, weil bei tiefem Sonnenstand eine größere optische Dicke gesehen wird. So sind in den Sommermonaten die betragsmäßig größten Werte in den Morgen- bzw. Abendstunden zu finden, wie im Juli zu sehen ist. Dieses Ergebnis stimmt qualitativ gut mit der Abbildung 3.4 aus

Meerkötter et al. (1999) überein, die den Tagesgang des Strahlungsantriebs von dünnen Zirren beschreibt. Aufgrund des weitaus niedrigeren Sonnenstandes in den Wintermonaten, weist der kurzwellige Strahlungsantrieb im Januar einen vom Juli abweichenden Verlauf auf, mit nur einem Maximum in den Mittagsstunden. Der resultierende Nettostrahlungsantrieb von Kondensstreifen am Boden ist in den Nachtstunden positiv, da nur der langwellige Strahlungsantrieb wirkt. Tagsüber überwiegt der kühlende Albedoeffekt den Treibhauseffekt von Kondensstreifen und der Nettostrahlungsantrieb ist negativ.

In den hier verwendeten Simulationen ist jedoch kein Tagesgang des Luftverkehrs vorhanden, da die existierenden Flugverkehrskataster über klimatologische Tagesgänge nur qualitative Aussagen erlauben. Der Tagesgang des Kondensstreifenstrahlungsantriebs ist daher rein strahlungstheoretisch bedingt. In Marquart (2003) wurde der Einfluss des Flugverkehrstagesgangs auf den Kondensstreifenstrahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre untersucht. Es zeigte sich, dass in einer Region mit höherem Luftverkehr am Tage (Westeuropa) das Minimum der Netto-Strahlungsantriebs am Tage weniger ausgeprägt ist, wenn man den Tagesgang des Luftverkehrs berücksichtigt. Der Netto-Strahlungsantrieb am Boden wechselt aber im Gegensatz zu TOA zwischen Tag und Nacht das Vorzeichen (Abbildung 7.4). Eine Vernachlässigung des Tagesganges im Luftverkehr wirkt also am Boden tendenziell erwärmend sowohl in der Nacht (mehr Kondensstreifen als mit Tagesgang des Luftverkehrs) als auch am Tage (gedämpfte Abkühlung durch weniger Kondensstreifen). Daher ist keine wesentliche Beeinflussung des DTR durch den über den Tagesverlauf konstanten Luftverkehr in den Modellsimulationen zu erwarten.

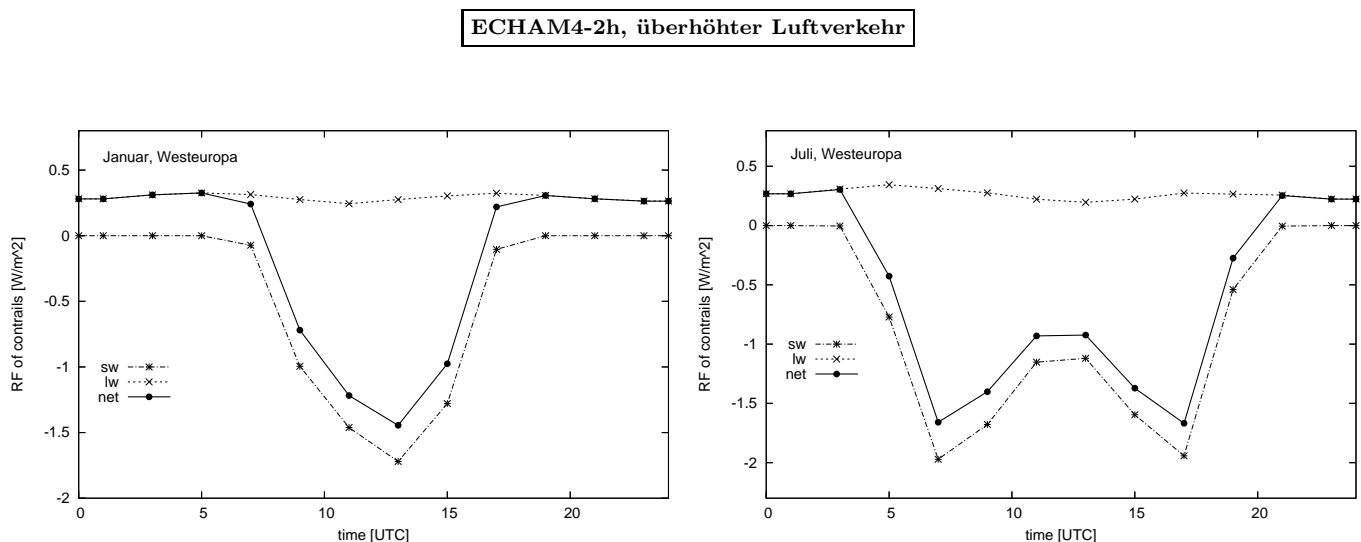


Abbildung 7.4: Tagesgang des Kondensstreifenstrahlungsantriebs am Boden für die Monate Januar und Juli, Gebietsmittel über Westeuropa (11°W-19°E, 39°N-54°N).

Der Verlauf des Tagesganges des Kondensstreifenstrahlungsantriebs am Boden bestätigt die Grundvoraussetzung der Travis-Hypothese. Der Nettostrahlungsantrieb von Kondensstreifen am Boden ist am Tag negativ und in der Nacht leicht positiv. Daher sollte das Kli-

modell in der Lage sein, die postulierte Wirkung auf den Tagesgang der Temperatur zu reproduzieren, vorausgesetzt der Antrieb ist nachhaltig genug um tatsächlich eine signifikante Wirkung zu erzeugen.

7.2.2 Differenz ΔDTR zwischen Simulationen mit und ohne Luftverkehr

Der Vorteil des Modells, über viele Jahre Simulationen mit und ohne Flugverkehrseffekte durchführen zu können, zieht die Idee nach sich, den Effekt des Luftverkehrs auf den Tagesgang der Temperatur zu bestimmen, indem die Differenz zwischen dem Experiment mit überhöhtem Luftverkehr und ohne Luftverkehr gebildet wird. Werden im Klimamodell nur linienhafte Kondensstreifen, entsprechend der ursprünglichen Parametrisierung von Ponater et al. (2002) und Marquart et al. (2003) berücksichtigt, so ist der Strahlungsantrieb sicher zu klein für eine signifikante Wirkung auf den DTR. Der Gesamteffekt der durch Luftverkehr hervorgehenden zusätzlichen hohen Bewölkung ist aber sehr wahrscheinlich um einen Faktor 2 bis 10 größer als von linienförmigen Kondensstreifen (Minnis et al., 2004; Stordal et al., 2005; Sausen et al., 2005). Daher wurde in der hier ausgewerteten Modellsimulation die Dichte des Luftverkehrs für das Jahr 2050 angenommen und zusätzlich um einen Faktor 20 erhöht, was zu einer globalen mittleren Kondensstreifenbedeckung von 3.2 % führt (Ponater et al., 2005). Nach Travis et al. (2002a) wäre zu erwarten, dass das Experiment mit Luftverkehr einen kleineren DTR als das Experiment ohne Luftverkehr berechnet.

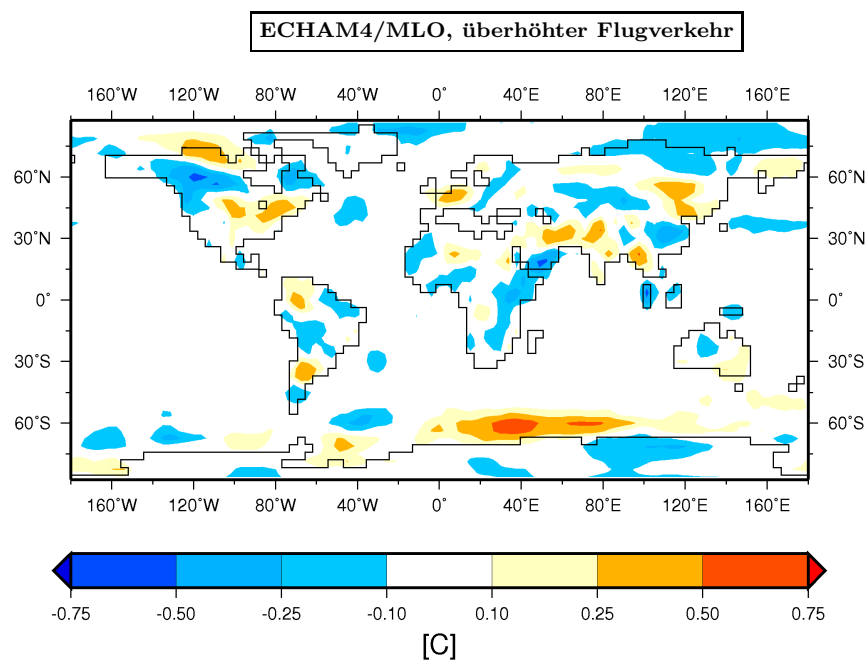


Abbildung 7.5: Geographische Verteilung der Differenz ΔDTR zwischen einer Simulation mit überhöhtem Luftverkehr und einer Simulation ohne Luftverkehr für den Monat September, Mittel über 29 Modellmonate.

Abbildung 7.5 zeigt die geographische Verteilung der Differenz ΔDTR zwischen dem Experiment mit überhöhtem Luftverkehr (ECHAM4/MLO-AV) und ohne Luftverkehr (ECHAM4/MLO) für den Monat September, wobei über 29 Simulationsmonate (siehe Tabelle 4.1) gemittelt wird. Es wäre zu erwarten, dass ΔDTR , vor allem über vielbeflogenen Landflächen, wie zum Beispiel den USA negativ ist. Man erkennt jedoch keinerlei statistisch signifikante Differenzen ΔDTR . Auch über den Hauptflugrouten sind keine negative Differenzen zu sehen. Die von Null verschiedenen Differenzen lassen sich als zufällige statistische Schwankungen erklären. Auch die Ergebnisse der analysierten Monate Januar und Juli zeigen keinen Effekt von Kondensstreifen auf den DTR. Dieser Ansatz führt also zu keinem positiven Ergebnis; er liefert keine Bestätigung der Travis-Hypothese.

7.2.3 Korrelation zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb

Nachdem bei der Betrachtung der Differenz ΔDTR im Modell kein Effekt des Luftverkehr auf den DTR gefunden wurde, wird als nächstes untersucht, inwieweit überhaupt zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb ein linearer Zusammenhang wie bei den natürlichen Wolken (siehe Abschnitt 6.1) besteht. Der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen wird im Experiment ECHAM4/SST-AV (siehe Abschnitt 4.2) berechnet. Bei diesem Experiment wurde die Meeresoberflächentemperatur konstant gehalten, denn mit unveränderlicher Meeresoberflächentemperatur wird ein großer Teil der Klimarückkopplungen unterdrückt, so dass es leichter fallen sollte die primäre, rein lokale Strahlungswirkung von Kondensstreifen zu identifizieren. Für die lokale Betrachtung wurden ausdrücklich Gitterpunkte in vielbeflogenen Regionen ausgewählt, die relativ wolkenfrei sind, damit der Strahlungsantrieb natürlicher Wolken den Effekt von Kondensstreifen nicht unterdrückt.

Abbildung 7.6 zeigt die Korrelation zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb für einen Gitterpunkt in Wyoming (43°N, 105°W) und einen Gitterpunkt in Nevada (105°W, 40°N) im Travis-Monat September. Wyoming und Nevada dienen als Beispiele für gemäßigte und aride Regionen in den USA. Nach der Travis-Hypothese würde man eine positive Korrelation zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb erwarten. Man sieht jedoch keinen signifikanten Zusammenhang zwischen den beiden Größen, beide Korrelationskoeffizienten sind mit $R = 0.014$ und $R = 0.024$ nicht signifikant auf dem 95%-Niveau bei einseitigem Test und F-Verteilung. Auch die Korrelationen der Monate Januar und Juli, die hier nicht dargestellt werden, zeigen keinen statistisch signifikanten Zusammenhang. Im Modell beeinflussen Kondensstreifen den DTR also nicht; die Variabilität des DTR hängt also von anderen Faktoren ab. Wie aus Abbildung 7.5 bereits zu vermuten war, bestätigt das Modell die Travis-Hypothese also eindeutig nicht.

ECHAM4, überhöhter Luftverkehr, SST=const

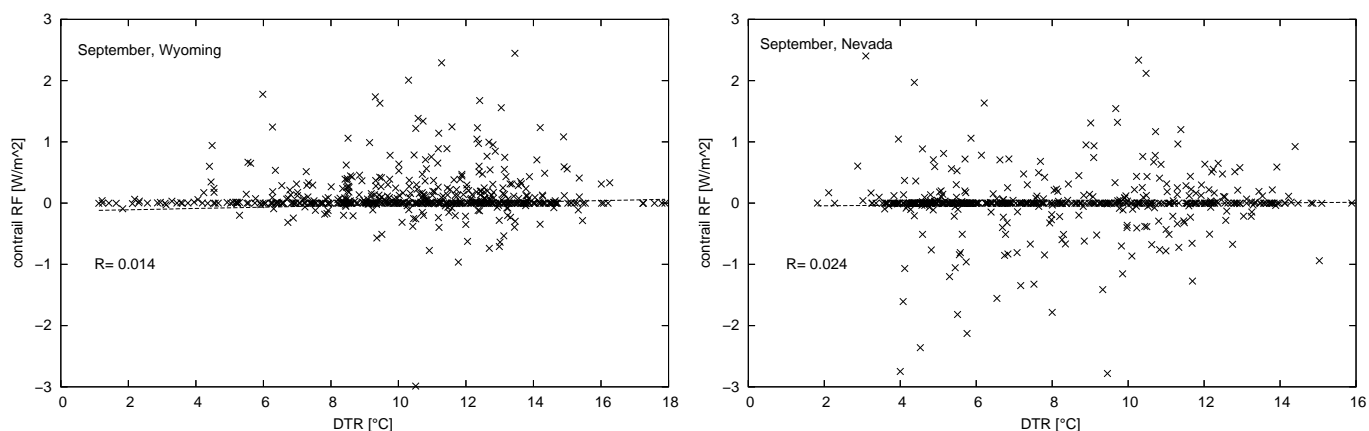


Abbildung 7.6: Korrelation zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb (in $\frac{W}{m^2}$) für Gitterpunkte in **Wyoming** (115°W, 40°N) und **Nevada** (105°W, 43°N) im September. R in beiden Fällen nicht signifikant von null verschieden auf dem 95%-Niveau

7.2.4 Trend des DTR aus Reanalysedaten

Wie bereits bei der Diskussion von Abbildung 7.3 erwähnt, sollte, wenn die Travis-Hypothese qualitativ und quantitativ stimmt, ein Trend des DTR auch in einem Zeitraum, wie ihn die Reanalysdaten überdecken, nachweisbar sein. Dies müsste bei allen Regionen mit hohem Flugverkehrsaufkommen, wie zum Beispiel der kontinentalen USA und anderen vergleichbaren Regionen, der Fall sein. Natürlich kann ein negativer Trend im DTR auch andere Ursachen als den Luftverkehr haben, aber würde sich herausstellen, dass über den USA kein negativer Trend vorzufinden ist, wäre dies ein klares Indiz gegen die Travis-Hypothese. Im folgenden wird die Trendanalyse des DTR aus den Reanalysedaten ERA-40 für die Jahre 1958-2001 durchgeführt. Es wird ein Gebietsmittel über die USA gebildet, das sich von 130°E bis 50°W und von 30°N bis 50°N erstreckt. Es handelt sich hierbei um dieselbe Region, die in Minnis et al. (2004) und Ponater et al. (2005) für Trendanalysen über den USA verwendet wurde.

Der Trend des DTR wird für die Monate Januar, Juli und September berechnet. Alle drei Monate zeigen eine Abnahme des DTR, wobei sich aber nur der Juli auf dem 99%-Niveau als statistisch signifikant erweist. Die Überprüfung der Signifikanz erfolgte mit dem Kenn-dall-Mann-Test. In Abbildung 7.7 ist der Trend des DTR für die Monate Juli und September dargestellt. Der Juli Trend liegt bei etwa 1°C für die Jahre 1958-2001, was gut vereinbar mit der prinzipiellen Schlussfolgerung von Travis wäre. Der Travis-Monat September weist im gleichen Zeitraum hingegen einen sehr viel kleineren negativen Trend auf. Der negative Trend muss seine Ursache aber nicht unbedingt in der Zunahme der Kondensstreifen haben. Neben der Änderung im Kondensstreifenbedeckungsgrad können auch andere Faktoren, wie Änderung der natürlichen Bedeckung und die globale Erwärmung, für die DTR Abnahme verantwortlich sein (siehe Kapitel 2.2).

ERA-40

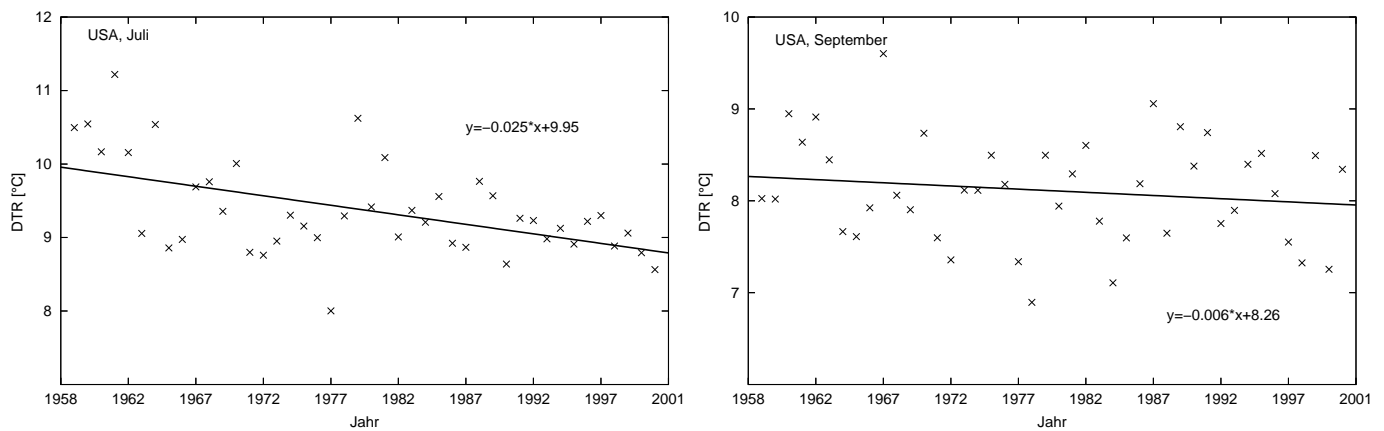


Abbildung 7.7: Trend des DTR für die Periode 1958-2001, berechnet aus den Reanalysedaten ERA-40 für den Monat Juli und den Travis-Monat September. Gebietsmittel über die USA (130°-50°E, 30°-50°N).

ERA-40

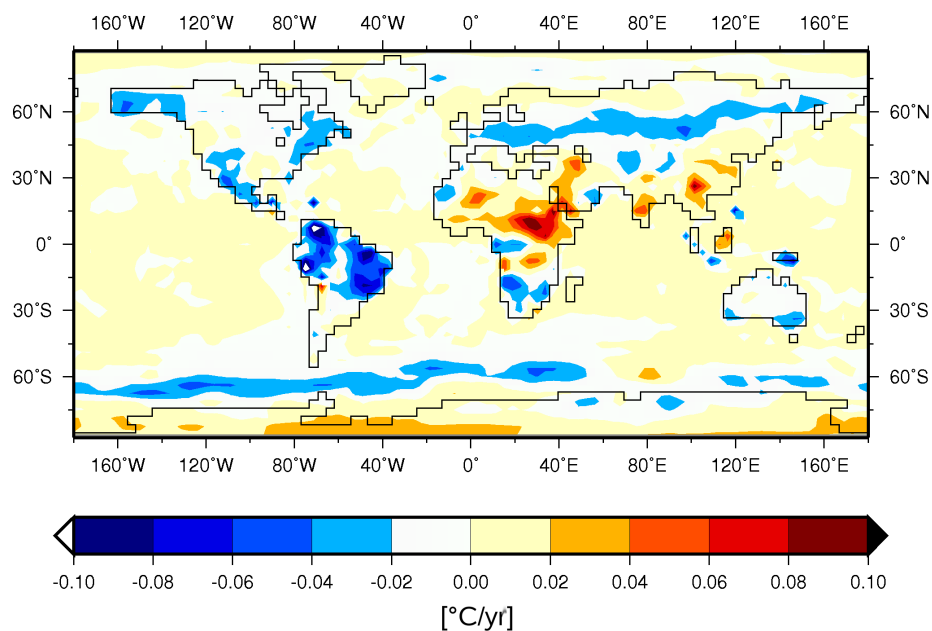


Abbildung 7.8: Geographische Verteilung des Trends des DTR für den Monat Travis-Monat September. Gezeigt wird die Steigung der Trendgeraden b , berechnet aus den Reanalysedaten ERA-40 (1971-2000).

Die geographische Verteilung der Steigung der Geraden b , die in Abbildung 7.8 dargestellt ist, gibt die Stärke des Trends des DTR (in Einheiten von $^{\circ}\text{C}/\text{yr}$) für den Travis-Monat September an. Man sieht zunächst einen ausgeprägten Land-Meer-Kontrast des Trends mit geringen Werten über den Ozeanen. Die Maximalwerte des negativen Trends sind in einigen Regionen Nord- und Südamerikas, sowie in Gebieten Europas und Asiens (zwischen 45°N und 60°N) zu sehen. Auffällig ist der Maximalwert des positiven Trends in Afrika. Diese Ergebnisse stehen in relativ guter Übereinstimmung mit den von Vose et al. (2005) aus Beobachtungsdaten berechneten Trends des DTR. Auch hier ist der DTR in vielen Regionen negativ. Der Vergleich mit der Kondensstreifenbedeckung (siehe Abbildung 3.2 in Kapitel 3.2) zeigt, dass keine gute Übereinstimmung zwischen Regionen mit maximaler Kondensstreifenbedeckung und negativem Trend des DTR zu finden sind. Regionen mit hohem Flugverkehrsaufkommen, z.B. die USA, Mitteleuropa oder Ostasien zeigen keine größeren Werte im Trend des DTR. Hingegen ist der starke negative Trend im DTR über Südamerika sicher nicht durch Kondensstreifeneffekte zu erklären, da hier kaum Flugverkehr stattfindet. Der mittlere negative Trend in den USA im September steht allerdings, wie bereits in Abbildung 7.7 zu sehen war, nicht im Widerspruch zur Travis-Hypothese. Jedoch ist ein negativer Trend auch in wenig beflogenen Gebieten wie Alaska zu sehen.

Insgesamt ist das Ergebnis der Trendanalyse nicht eindeutig als Bestätigung oder Widerlegung der Travis-Hypothese interpretierbar. Der großräumige Charakter der analysierten Trendmuster lässt aber einen Zusammenhang mit der globalen Erwärmung (Houghton et al., 2001) plausibler erscheinen.

7.2.5 Autokorrelationslänge einer 3-Tagesperiode im September

Betrachtet man Abbildung 1.1 in Kapitel 1, nimmt der DTR der 3-Tagesperiode 8.-10. und 14.-16. September 2001 einen Wert nahe bzw. unterhalb des klimatologischen Mittels an. Travis et al. (2002a) sehen sich dadurch bestärkt in ihrer Interpretation einer flugverkehrsbedingten Zunahme des DTR in den Tagen 11.-13. September 2001. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, auf welcher Zeitskala der DTR typischerweise variiert und ob die Vorzeichenänderung der Abweichung ein Indiz dafür ist, dass der 11.-13. September 2001 ein "Ausreißer" ist. Korreliert man den DTR von aufeinanderfolgenden Tagen, sieht man eine Autokorrelation von mehreren Tagen. Um zu sehen, wie der 3-Tagesmittelwert des DTR mit anschließenden 3-Tagesmittelwerten korreliert, wird seine Autokorrelationslänge τ bestimmt. Abbildung 7.9 zeigt die Autokorrelation $r(\tau)$ von aufeinanderfolgenden 3-Tagesmittelwerten des DTR für den September 1960, berechnet aus den Reanalysedaten ERA-40. Die x-Achse zeigt die zehn 3-Tagesperioden (τ) eines Monats. Analog zu Travis wurde das Gebietsmittel über die USA gebildet. Man sieht, dass die Autokorrelation nach der ersten 3-Tagesperiode auf Null abfällt, das heißt, dass das Gedächtnis der Atmosphäre nicht länger als diese 3 Tage ist. So ist ein Wechsel des Vorzeichens, wie er in Abbildung 1.1 gezeigt ist, auch durch die natürliche Variabilität des DTR zu erklären und stellt keine ausdrückliche Bestätigung der Travis-Hypothese dar.

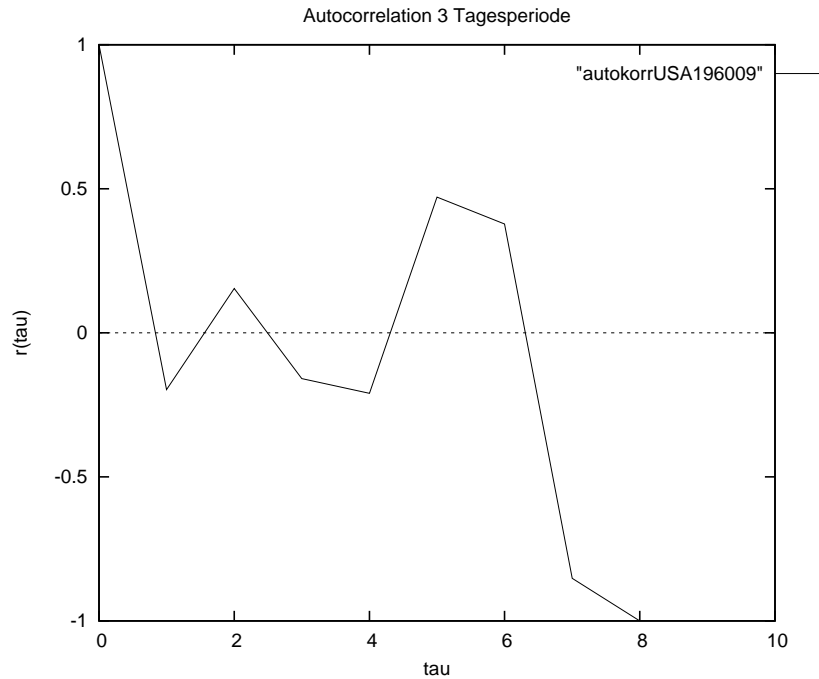


Abbildung 7.9: Autokorrelation $r(\tau)$ aufeinanderfolgender 3-Tagesmittelwerte des DTR im September 1960 in den USA, berechnet aus Reanalysedaten ERA-40.

7.2.6 Konfidenzintervall 11 - 13 September

Nach dem Ergebnis der Autokorrelationsanalyse in Abschnitt 7.2.5 liegt es nahe zu überprüfen, ob die von Travis et al. (2002a) berechnete Abweichung des DTR von 1.1 °C überhaupt signifikant aus dem Rauschen um den langjährigen Mittelwert des DTR herausragt. Dazu wird im Folgenden das Konfidenzintervall dieses Mittelwertes berechnet. Das Konfidenzintervall für den Mittelwert bestimmt die Wahrscheinlichkeit, dass der wahre Mittelwert innerhalb bestimmter Intervallgrenzen liegt. Diese Grenzen a des Konfidenzintervalls $KONF[\bar{x} - a; \bar{x} + a]$ hängen von der Varianz σ^2 , der Konfidenzzahl γ und dem Stichprobenumfang n ab. Die Konfidenzintervallsgrenzen sind wie folgt definiert (Kreyszig, 1975):

$$a = \frac{c \cdot \sigma}{\sqrt{n}}$$

Unter Annahme einer Normalverteilung ist beim einseitigen Test (dieser wird hier verwendet, da das Vorzeichen bekannt ist) $c = 1.645$ bei einer Konfidenzzahl von 95% und $c = 2.326$ bei einer Konfidenzzahl von 99%.

In Abbildung 7.10 ist die geographische Verteilung des (a) 95%-igen und (b) 99%-igen Konfidenzintervalls für den 30-jährigen Mittelwert des DTR der 3-Tagesperiode 11.-13. September dargestellt. Analog zu Travis wird das Mittel über die Jahre 1971-2001 gebildet. Kleine Konfidenzintervalle sind über dem Meer, vor allem in den Subtropen und Tropen (30°N-30°S) zu finden, da hier die Variation im DTR gering ist, aufgrund der thermischen Trägheit des

Ozeans und der generell geringen synoptischen Variabilität in den Tropen und Subtropen. Größere Konfidenzintervalle sind in mittleren und nördlichen Breiten zu sehen, hier schwankt der DTR stark aufgrund der Zyklonentätigkeit und der damit verbundenen Variabilität von Temperatur, Bewölkung und Bodenfeuchte.

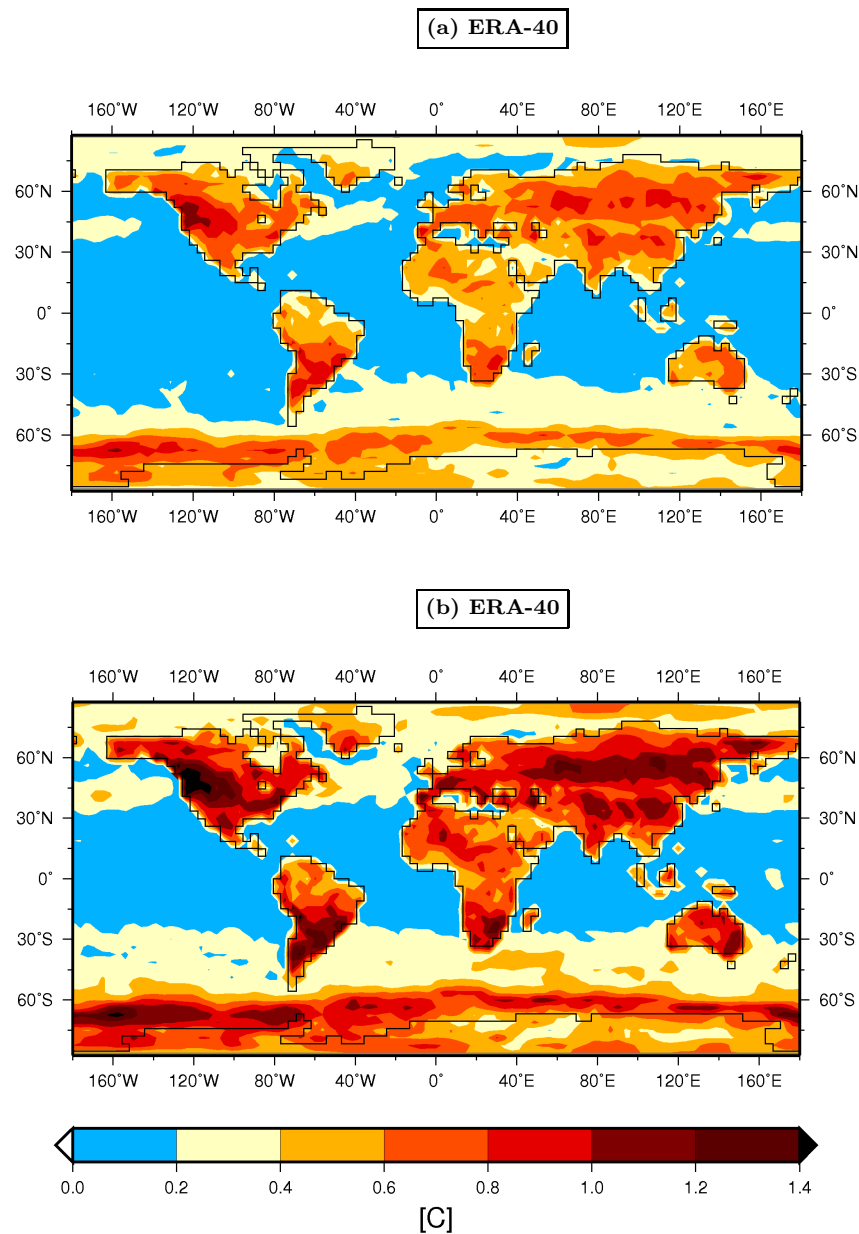


Abbildung 7.10: Geographische Verteilung des (a) 95%-igen und (b) 99%-igen Konfidenzintervalls für den klimatologischen Mittelwert des DTR der 3-Tagesperiode 11.-13. September, berechnet aus den Reanalysedaten ERA-40 von 1971-2001.

Die Vertrauensgrenzen a des 95%-igen Konfidenzintervalls zeigen Maximalwerte von 0.6-1.2 °C. Sie sind in Gebieten der USA, Südamerikas und Asiens zu finden. Die Minimalwerte der Grenzen liegen bei $a < 0.2$ über den Ozeanen (Abbildung 7.10 (a)). Beim 99%-igen Konfidenzintervall liegen die Minimalwerte der Grenzen bei $a < 0.2$ und die Maximalwerten

bei $a > 1.4$. In den USA liegen die Grenzen des 99%-igen Konfidenzintervalls zwischen $a = 0.8$ und $a = 1.4$. Somit liegt die von Travis berechnete Abweichung von $1.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ über dem Jahresmittelwert der Jahre 1971-2000 teilweise im 99%-igen Konfidenzintervall (siehe Abbildung 7.10 (b)). Dies ist wiederum ein Indiz, dass die Signifikanz der DTR-Abweichung in dem von Travis et al. (2002a) untersuchten 3-Tageszeitraum nur marginal ist.

7.3 Zusammenfassung

Dieser Abschnitt fasst die Ergebnisse der Überprüfung der Travis-Hypothese zusammen.

Folgende Teilergebnisse sind mit der Travis-Hypothese vereinbar:

- Es stellte sich heraus, dass der Tagesgang des Kondensstreifenstrahlungsantriebs am Erdboden, berechnet aus dem Experiment ECHAM4-2h mit überhöhtem Luftverkehr, der von Travis et al. (2002a) vorausgesetzten Gesetzmäßigkeit folgt.
- Der negativer Trend im DTR in den USA, den die ERA-40 Daten aufweisen, unterstützt die Travis-Hypothese prinzipiell. Allerdings können andere Ursachen für die zeitliche Abnahme des DTR über den betreffenden Zeitraum verantwortlich sein.

Folgende Punkte liefern keine Bestätigung der Travis-Hypothese:

- Wie in Kapitel 6.2 gezeigt wurde, ist die Korrelation zwischen DTR und der hohen Bewölkung von vornherein sehr schwach bzw. nicht signifikant. Dies ist sowohl im Klimamodell, als auch in der Reanalyse der Fall.
- Die geographische Verteilung des Trends des DTR aus ERA-40 Daten zeigt keine räumliche Übereinstimmung von Kondensstreifenbedeckung und negativem Trend im DTR. Auch in Regionen mit geringem Flugverkehrsaufkommen ist der Trend meist negativ.
- Die Differenz ΔDTR zwischen dem Experiment mit Luftverkehr (ECHAM4/MLO-AV) und ohne Luftverkehr (ECAM4/MLO) zeigt keine signifikante Reduktion im DTR bei Anwesenheit von Kondensstreifen.
- Die Autokorrelationslänge der 3-Tagesperiode des DTR, berechnet aus Reanalysedaten, zeigt, dass die Zunahme des DTR in der Periode 11.-13. September 2001 im Rahmen der normalen kurzzeitigen Variabilität des DTR liegt und keinen außergewöhnlichen Antrieb in dem betrachteten 3-Tageszeitraum bedingt.
- Das Experiment ECHAM4/SST-AV mit überhöhtem Luftverkehr und konstant gehaltener Meeresoberflächentemperatur weist keinen signifikanten Zusammenhang zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb auf.

- Das Konfidenzintervall für die 3-Tagesperiode 11.-13. September, berechnet aus den ERA-40 Daten, zeigt, dass eine Abweichung von 1.1 °C in den USA kein Extremereignis darstellt, für das eine spezielle Erklärung (über den fehlenden Luftverkehr) nötig wäre.

Abschließend überwiegen die Teilergebnisse, die die Travis-Hypothese nicht bestätigen und lassen daher Zweifel, vor allem im quantitativen Sinne, an dem von Travis et al. (2002a) gefolgerten starken regionalen Einfluss des Luftverkehrs auf den DTR aufkommen. Dies gilt umso mehr, als bereits alternative Erklärungsmöglichkeiten angeboten wurden (Kalkstein und Balling, 2004). Das hier verwendete Klimamodell kann allerdings, angesichts seiner eigenen in Abschnitt 5.2 gezeigten Unzulänglichkeiten bei der Repräsentation des DTR, keine klare Widerlegung der Travis-Hypothese liefern.

Kapitel 8

Schlussbetrachtung und Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der Einfluss von natürlicher Bewölkung und von Kondensstreifen auf den Tagesgang der Temperatur untersucht. Dazu wurden sowohl Simulationen des Klimamodells ECHAM4 als auch Daten der ECWMF Reanalyse herangezogen. Dieses Kapitel fasst die Ergebnisse dieser Arbeit zusammen und liefert einen Ausblick.

Zunächst erfolgte eine bewertete Analyse des DTR im Klimamodell. Diese ergab, dass die Amplitude des DTR im Modell im Vergleich zu Beobachtungsdaten systematisch unterschätzt wird. So wird der DTR vor allem in den Wintermonaten um bis zu 50% geringer eingeschätzt. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit früheren Studien, die ebenfalls einen zu kleinen DTR in Klimamodellen fanden (z.B. Stone und Weaver, 2002). Ein Grund für die Unterschätzung liegt laut Holtslag (2006) an der ungenügenden Parametrisierung der stabilen Grenzschichtprozesse (siehe Abschnitt 5.2). Die geographische Verteilung des DTR sowie des Jahresgangs des DTR wird aber vom Modell qualitativ gut wiedergegeben. Sowohl im Modell, als auch in der Reanalyse sind die Maximalwerte im DTR über ariden Landflächen zu finden, während die Minimalwerte im DTR über den Ozeanen liegen.

Eine lineare Korrelationsanalyse zwischen DTR und Bewölkung zeigte, dass der DTR über Land vielerorts mit dem totalen Bedeckungsgrad signifikant negativ korreliert ist. Da der Strahlungsantrieb der Wolken negativ ist, sind DTR und Wolkenstrahlungsantrieb positiv korreliert, wobei die Korrelationskoeffizienten hier noch etwas größer sind. Beide Korrelationsanalysen zeigen in strahlungsdominierten Gebieten den stärksten linearen Zusammenhang. Darum sind in den mittleren und hohen Breiten im Sommer der jeweiligen Hemisphäre größere Korrelationskoeffizienten als im Winter zu finden. Aus diesen Ergebnissen wird deutlich, dass die Bewölkung den DTR reduziert. Durch die Reanalysedaten des ECWMF wird das Modellverhalten qualitativ gut bestätigt. Auch Dai et al. (1999) zeigten durch Korrelationsanalysen aus Beobachtungsdaten, dass Wolken einen bedeutenden Einfluss auf den DTR haben.

Verwendet man für die Korrelationsanalyse nur die hohe Bewölkung, so zeigen sich kaum signifikante Korrelationen. Wie bereits aus der Publikation von Dai et al. (1999) hervorgeht,

dämpfen hauptsächlich tiefe Wolken den DTR. Aufgrund der auch hier guten Übereinstimmung von Modell und Beobachtungen ist das Modell geeignet, den Zusammenhang zwischen DTR und Kondensstreifen zu überprüfen.

Ein besonderes Anliegen dieser Arbeit war die Überprüfung der sogenannten Travis-Hypothese, nach der Flugverkehr und Kondensstreifen den DTR signifikant reduzieren. Die geringe Korrelation der natürlichen hohen Bewölkung mit dem DTR stellte dies bereits in Frage. Wie in Abschnitt 7.1 aufgezeigt, sprechen noch andere Aspekte für eine kritische Betrachtung dieser These. Da Travis et al. (2002a) nur drei luftverkehrsfreie Tage für ihre Auswertung zur Verfügung stehen, basieren ihre Ergebnisse, angesichts der hohen Variabilität der Atmosphäre, auf einer schwachen statistischen Grundlage. Zunächst wurden zur Überprüfung der These deshalb Daten des Klimamodells herangezogen. Da die Modellsimulationen einen großen Datensatz mit und ohne Luftverkehrseffekten zu Verfügung stellen, ermöglichen diese statistisch verlässlichere Aussagen als die von Travis et al. (2002a) ausgewerteten Beobachtungsdaten der 3-Tagesperiode 11. bis 13. September. Die Resultate dieser Überprüfung zeigten, dass kein statistischer Zusammenhang zwischen DTR und Kondensstreifen im Klimamodell zu finden ist, obwohl das Modell den vom Travis et al. (2002a) vorausgesetzten Nettostrahlungsantrieb von Kondensstreifen wiedergibt (siehe Abbildung 7.4).

Des weiteren wurden die Ergebnisse vorgestellt, die aus Untersuchungen mit Reanalysedaten stammen. Hier sprechen die Konfidenzintervalle der 3-Tagesperiode 11.-13. September und die Autokorrelation aufeinandererfolgender 3-Tagesperioden dafür, dass es sich bei dem von Travis et al. (2002a) gefundenen Abweichung von 1.1 °C nicht um ein Extremereignis handeln muss, sondern dass auch natürliche Schwankungen im DTR zur Erklärung ausreichen. Dagegen ist der in den Reanalysedaten gefundene negative Trend im DTR über die Jahre 1958-2001 vereinbar mit der Travis-Hypothese. Bei diesem Trend könnte es sich aber auch um ein Indiz der globalen Erwärmung handeln (Houghton et al., 2001). Ein solcher wurde in anderen Modellanalysen auch ohne Einbeziehung von Luftverkehrseffekten gefunden. Außerdem wurde schon eine alternative Erklärungsmöglichkeit für den ungewöhnlichen hohen DTR der Tage 11. bis 13. September angeboten. Kalkstein und Balling (2004) machten in ihrer Arbeit die ungewöhnlich klaren Verhältnisse der Atmosphäre über den USA für den hohen DTR verantwortlich. Das hier verwendete Klimamodell kann, angesichts seiner eigenen in Abschnitt 5.2 gezeigten Unzulänglichkeiten bei der Repräsentation des DTR, allein keine klare Widerlegung der Travis-Hypothese liefern. Dennoch hat diese Arbeit gezeigt, dass ohne neue, von den Beobachtungen der 3-Tagesperiode nach dem 11. September 2001 unabhängige Unterstützung, die Travis-Hypothese als ungenügend gesichert anzusehen ist.

Abschließend soll in einem Ausblick eine Idee diskutiert werden, die auf Basis von Modellanalysen eine Vertiefung des Verständnisses über die Mechanismen liefern könnte, die den DTR beeinflussen. Eine Möglichkeit wäre es weitere Modellsimulationen mit Kondensstreifen und konstanter Meeresoberflächentemperatur durchzuführen, wie es bereits bei der Korrelation zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb geschah. Möglicherweise führen Klimarückkopplungen durch die 50 m Ozeandeckschicht dazu, dass der Effekt von Kondensstreifen durch andere Faktoren überlagert wird, die mit der in diesem gekoppelten Experiment stattfindenden globalen Erwärmung zusammenhängen. In einem Experiment mit unveränderlicher Meeresoberflächentemperatur würde ein großer Teil dieser Klimarück-

kopplungen unterdrückt, so dass es leichter fallen sollte die primäre, rein lokale Strahlungswirkung der Kondensstreifen zu identifizieren. Wie stark der Kondensstreifenantrieb in diesem Fall sein müsste, ist aber in dieser Arbeit nicht geklärt worden.

Ein weitere Idee ist das Auswerten anderer Klimaerwärmungsexperimente, wie solch mit Änderungen in der solaren Einstrahlung. Hier existiert zum Beispiel bereits ein Experiment in dem der Strahlungsantrieb der Solarkonstante um 1 W/m^2 erhöht wird (Stuber et al., 2001). Durch Änderungen im Strahlungstagesgang am Boden und am Oberrand der Atmosphäre verursacht dieser sowohl eine Erhöhung der globalen Temperatur, als auch einen direkten Strahlungseffekt auf den DTR. Die konkurrierenden indirekten und direkten Effekte des äußeren Antriebs auf den DTR können verglichen werden, um eine Schlussfolgerung zu erreichen, die den Nettoeffekt betrifft.

Natürlich wäre es wünschenswert, für solche weitergehenden Analysen eine quantitativ bessere Reproduktion der Tagesgänge als den in Abschnitt 5.2 gefundenen zur Verfügung zu haben. Die Ursache-Wirkung-Beziehung, die dem bisher gefundenen systematischen Fehler zu Grunde liegt, ist aber noch unzureichend geklärt. Daher könnte hier noch eine grundlegende Weiterentwicklung der Modellparametrisierungen, z.B. bei der Grenzschichtturbulenz, nötig werden.

Abkürzungsverzeichnis

DTR	Daily Temperature Range
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
ECHAM	Modell des ECMWF, HAMburger Version
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
IPCC	International Panel on Climate Change
TOA	Top of Atmosphere
MLO	Mixed Layer Ocean
ERA-40	ECWMF Reanalysedatensatz
RF	Radiative Forcing
CRF	Cloud Radiative Forcing
SST	Sea Surface Temperature
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ITCZ	Innertropic Convergence Zone
CFL	Courant-Friedrich-Levy-Kriterium
ISCPP	International Satellite Cloud Climatology Project
UTC	Coordinated Universal Time

Abbildungsverzeichnis

1.1	Abweichung des mittleren Tagesgangs der Temperatur für die 3-Tagesperioden 8.-11., 11.-14. und 14.-17. September 2001 vom klimatologischen Mittelwert der Jahre 1971-2001. Mittel über den USA, berechnet aus Stationsmessungen (Abbildung aus Travis et al. (2002a)).	4
2.1	Zeitreihe der jährlichen Maximumtemperatur, Minimumtemperatur und des DTR. Dargestellt ist das Mittel über globale Landgebiete für die Jahre 1950-2004 (Abbildung aus Vose et al. (2005)).	9
2.2	Geographische Verteilung des DTR aus Stationsmessungen für DJF und JJA. Mittelwert über die Jahre 1980-1991 (Abbildung aus Dai et al. (1999)).	11
2.3	Geographische Verteilung des totalen Bedeckungsgrad aus Stationsmessungen für DJF und JJA. Mittelwert über die Jahre 1980-1991 (Abbildung aus Dai et al. (1999)).	11
3.1	Global und jährlich gemittelter Strahlungsantrieb durch den Luftverkehr für 1992 und 2000 in mW/m^2 , auf Grundlage von IPCC (1999) und TRADEOFF Ergebnissen. Die Fehlerbalken zeigen 2/3 Konfidenzintervalle der IPCC Abschätzungen. Die Linien mit dem Kreis zeigen die mögliche Abschätzung von flugverkehrsinduzierten Zirren (Abbildung aus Sausen et al. (2005)).	14
3.2	Jahresmittelwert der persistenten Kondensstreifenbedeckung (in %). Es wurden meteorologische Daten über die Periode 1983-1993 herangezogen (Abbildung aus Sausen et al. (1998)).	16
3.3	(a) Nettostrahlung am Erdboden in W/m^2 und (b) Netto CRF am Erdboden in W/m^2 für die Jahre 1991-1995. Abschätzung auf ERBE-Daten basierend (Abbildung aus Raschke et al. (2005)).	18
3.4	Tagesgang des CRF für dünne Zirren (a) am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und (b) am Erdboden (Abbildung aus Meerkötter et al. (1999)).	19

3.5	Nettostrahlungsantrieb (in mW/m^2) von Kondensstreifen am Oberrand der Atmosphäre im Januar und im Juli für das Jahr 1992 (Abbildung aus Marquart (2003)).	20
5.1	Tagesverlauf der Temperatur (TG2h), berechnet aus 2-stündigem Abspeicherintervall aus ECHAM4-2h für einen Modelljanuar und einen Modelljuli. Der Verlauf der Kurven Tmax und Tmin zeigt Maximum- und Minimumtemperatur aus 12-stündigem Abspeicherintervall. Der Gitterpunkt liegt in Deutschland (50°N, 10°E).	26
5.2	Tagesverlauf der Temperatur im Modell (ECHAM4-2h) für einen Gitterpunkt in Deutschland (50°N, 10°E) und für einen Gitterpunkt über dem Nordatlantik (50°N, 30°W). Mittel über drei Modelljuli. Fehlerbalken stellen die Standardabweichungen der Termine der einzelnen Tage vom mittleren Julitag dar.	27
5.3	Geographische Verteilung des mittleren Tagesgangs der Temperatur (DTR) für die Monate Januar und Juli. Dargestellt sind die Ergebnisse aus (a) ECHAM4/MLO, (b) ERA-40 und (c) Stationsmessungen (Abbildung aus Dai et al. (1999)).	30
5.4	Mittlerer Jahresgang des DTR, berechnet aus Modell- und aus Reanalysedaten, am Beispiel von zwei einzelnen Gitterpunkten: (a) Deutschland (50°N, 10°E) und (b) Sahara (25°N, 25°E). Die Fehlerbalken geben die jeweiligen Standardabweichung wieder.	32
6.1	Lineare Abhängigkeit zwischen totalem Bedeckungsgrad und DTR. Dargestellt sind die Monate Januar und Juli eines Gitterpunktes in Deutschland für (a) ECHAM4/MLO und (b) ERA-40. Die Steigungsgerade y und der Regressionskoeffizient R sind angegeben. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $ R > 0.1$.	36
6.2	Lineare Abhängigkeit zwischen totalem Bedeckungsgrad und DTR. Geographische Verteilung des Korrelationskoeffizienten R für die Monate Januar und Juli für (a) ECHAM4/MLO und (b) ERA-40. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $ R > 0.1$.	37
6.3	Lineare Abhängigkeit zwischen Wolkenstrahlungsantrieb (CRF in $\frac{W}{m^2}$) und DTR. Dargestellt sind die Monate Januar und Juli eines Gitterpunkts in Deutschland für (a) ECHAM4/MLO und (b) ERA-40. Steigungsgerade y und Regressionskoeffizient R sind angegeben. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $ R > 0.1$.	39
6.4	Lineare Abhängigkeit zwischen CRF und DTR. Geographische Verteilung des Korrelationskoeffizienten R für die Monate Januar und Juli für (a) ECHAM4/MLO und (b) ERA-40. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $ R > 0.1$.	40
6.5	Lineare Abhängigkeit zwischen dem Bedeckungsgrad hoher Wolken und dem DTR. Dargestellt ist die Korrelation der Monate Januar und Juli eines Gitterpunkts in Deutschland für (a) das Experiment ECHAM4-highclouds und (b) für ERA-40 Daten. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $ R > 0.1$.	42

6.6	Geographische Verteilung der linearen Korrelation zwischen dem Bedeckungsgrad hoher Wolken und DTR. Dargestellt ist der Korrelationskoeffizient R für die Monate Januar und Juli für (a) das Experiment ECHAM4-highclouds und (b) für ERA-40 Daten. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $ R > 0.1$	43
6.7	Lineare Abhängigkeit zwischen CRF hoher Wolken und DTR. Dargestellt ist die Korrelation der Monate Januar und Juli eines Gitterpunkts in Deutschland im Experiment ECHAM4-highclouds. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $ R > 0.1$	44
6.8	Geographische Verteilung der linearen Abhängigkeit zwischen CRF hoher Wolken und DTR. Dargestellt ist der Korrelationskoeffizient R für die Monate Januar und Juli für das Experiment ECHAM4-highclouds. R ist statistisch signifikant mit $p < 0.05$ bei $ R > 0.1$	44
7.1	(a) Standardabweichung σ des DTR vom 11.-13. September 2001 vom Langzeitmittel (1971-2000) dieser 3-Tagesperiode, geographische Verteilung in den USA. (b) Kombinierte mittlere Kondensstreifenhäufigkeit von 1977-79 und 2000-2001 für den Monat Oktober (Abbildung aus Travis et al. (2004)).	46
7.2	Über die gesamte USA gemittelter beobachteter DTR (schwarze Balken) und durch Luftmassenanalyse vorhergesagter DTR (graue Balken) für die Tage 8.-17. September 2001 (Abbildung aus Kalkstein und Balling (2004))	47
7.3	Differenz zwischen dem DTR der 3-Tagesperiode 11.-13. September und den angrenzenden 3-Tagesperioden 8.-10. und 14.-16. September für die Jahre 1971-2001 (Abbildung aus Travis et al. (2002b)).	49
7.4	Tagesgang des Kondensstreifenstrahlungsantriebs am Boden für die Monate Januar und Juli, Gebietsmittel über Westeuropa (11°W - 19°E , 39°N - 54°N).	50
7.5	Geographische Verteilung der Differenz ΔDTR zwischen einer Simulation mit überhöhtem Luftverkehr und einer Simulation ohne Luftverkehr für den Monat September, Mittel über 29 Modellmonate.	51
7.6	Korrelation zwischen DTR und Kondensstreifenstrahlungsantrieb (in $\frac{W}{m^2}$) für Gitterpunkte in Wyoming (115°W , 40°N) und Nevada (105°W , 43°N) im September. R in beiden Fällen nicht signifikant von null verschieden auf dem 95%-Niveau . . .	53
7.7	Trend des DTR für die Periode 1958-2001, berechnet aus den Reanalysedaten ERA-40 für den Monat Juli und den Travis-Monat September. Gebietsmittel über die USA (130°W - 50°E , 30°N - 50°N).	54
7.8	Geographische Verteilung des Trends des DTR für den Monat Travis-Monat September. Gezeigt wird die Steigung der Trendgeraden b , berechnet aus den Reanalysedaten ERA-40 (1971-2000).	54

- 7.9 Autokorrelation $r(\tau)$ aufeinanderfolgender 3-Tagesmittelwerte des DTR im September 1960 in den USA, berechnet aus Reanalysedaten ERA-40. 56
- 7.10 Geographische Verteilung des (a) 95%-igen und (b) 99%-igen Konfidenzintervalls für den klimatologischen Mittelwert des DTR der 3-Tagesperiode 11.-13. September, berechnet aus den Reanalysedaten ERA-40 von 1971-2001. 57

Literaturverzeichnis

- Appleman H., 1953: The formation of exhaust condensation trails by jet aircraft. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **34**: 14–20.
- Braganza K., Karoly D. und Arblaster J., 2004: Diurnal temperature range as an index of global climate change during the twentieth century. *Geophys. Res. Lett.* **31**: L13217.
- Dai A., Trenberth K. und Karl T.R., 1999: Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J. Climate* **12**: 2451–2473.
- Easterling D., Horton B., Jones P.D., Peterson T.C., Karl T.R., Parker D.E., Salinger M.J., Razuvayev V., Plummer N., Jamason P. und Folland C.K., 1997: Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science* **277**: 364–367.
- Enquete-Kommision Schutz der Erdatmosphäre des Deutschen Bundestages, 1994: *Schutz der Grünen Erde*, vol. **XXI**. Economica-Verlag, Bonn.
- Folland C. und Karl T., 2001: Observed climate variability and change. Chapter 2 in Climate Change 2001: The scientific Basis, International Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*.
- Forster P. und Solomon S., 2003: Observation of a ‘weekend effect’ in diurnal temperature range. *PNAS* **100**: 11225–11230.
- Gallo K., Owen T., Easterling D. und Jamason P., 1998: Temperature trends of the U.S. historical climatology network based on satellite-designated land use/land cover. *J. Climate* **12**: 1344–1348.
- Hansen J., Sato M. und Ruedy R., 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.* **102**: 6831–6864.
- Holtzlag B., 2006: GEWEX atmospheric boundary-layer study (GABLS) on stable boundary layers. *Boundary-Layer Meteorol.* **118**: 243–246.
- Houghton Y., Meira Filho L., Bruce J., Lee H., Callander B., Haites E., Harris N. und Maskell K.H., 2001: Climate Change 2001: The scientific Basis, International Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*.
- Kalkstein A. und Balling R., 2004: Impact of unusually clear weather on United States daily temperature range following 9/11/2001. *Climate Res.* **26**: 1–4.

- Karl T.R., Jones P.D., Knight R., Kukla G., Plummer N., Razuvayev V., Gallo K.P., Lindsey J., Charlson R.J. und Peterson T.C., 1993: A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **74**: 1007–1023.
- Kreyszig E., 1975: *Statistische Methoden und ihre Anwendungen*. Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen. 301 pp.
- Land C., Ponater M., Sausen R. und Roeckner E., 1999: The ECHAM4.L39(DLR) atmosphere GCM - technical description and model climatology. *DLR Forschungsbericht* 31: ISSN 1434–8454.
- Marquart S., 2003: *Klimawirkung von Kondensstreifen: Untersuchung mit einem globalen atmosphärischen Zirkulationssystem*. Dissertation, Institut f. Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen.
- Marquart S. und Mayer B., 2002: Towards a reliable GCM estimation on contrail radiative forcing. *Geophys. Res. Lett.* **29**: 1179.
- Marquart S., Ponater M., Mager F. und Sausen R., 2003: Future development of contrail cover, optical depth, and radiative forcing: Impacts of increasing air traffic and climate change. *J. Climate* **16**: 2890–2904.
- Meerkötter R., Schumann U., Doelling D., Minnis P., Nakajima T. und Tsushima Y., 1999: Radiative forcing by contrails. *Ann. Geophysicae* **17**: 1080–1094.
- Meyer R., Mannstein H., Meerkötter R., Schumann U. und Wendling P., 2002: Regional radiative forcing by line-shaped contrails derived from satellite data. *Geophys. Res. Lett.* **107**: 4104.
- Minnis P., Kirj A., Palikonda R. und Phan D., 2004: Contrails, cirrus trends, and climate. *J. Climate* **14**: 555–561.
- Minnis P., Schumann U., Doelling D., Gierens K. und Fahey D., 1999: Global distribution of contrail radiativ forcing. *Geophys. Res. Lett.* **26**: 1853–1856.
- Minnis P., Young D., Garber D., Nguyen L., Smith W. und Palikonda R., 1998: Transformation of contrail cirrus during SUCCESS. *Geophys. Res. Lett.* **25**: 1157–1160.
- Myhre G. und Stordal F., 2001: On the tradoff of solar and thermal infrared radiative impact of contrails. *Geophys. Res. Lett.* **28**: 3119–3122.
- Penner J.E., Lister D., Griggs D., Dokken D. und McFarland M., 1999: Aviation and the global atmosphere.- A special report of IPCC working group 1 and 3. International Panel on Climate Change. *Cambridge University Press* : 87 pp.
- Ponater M., Marquart S. und Sausen R., 2002: Contrails in a comprehensive global climate model: Parameterization and radiative forcing. *J. Geophys. Res.* **107**: 4164.
- Ponater M., Marquart S., Sausen R. und Schumann U., 2005: On contrail climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.* **32**: L10706.

- Raschke E., Ohmura A., Rossow B., Carlson B.E., Zang Y.C., Stubenrauch C., Kottek M. und Wild M., 2005: Cloud effects on the radiation budget based on ISCCP data (1991 to 1995). *Int. J. Climatol.* **25**: 1103–1125.
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U. und Schulzweida U., 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. *Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 218*: ISSN 0937–1060.
- Ruschy D., Baker D. und Skaggs R., 1991: Seasonal variation in daily temperature ranges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **4**: 1211–1216.
- Sausen R., Gierens K., Ponater M. und Schumann U., 1998: A diagnostic study of the global distribution of contrails Part 1: Present day climate. *Theor. Appl. Climatol.* **61**: 127–141.
- Sausen R., Isaksen I., Grewe V., Hauglustaine D., Lee D., Myhre G., Köhler M., Pitari G., Schumann U., Stordal F. und Zerefos C., 2005: Aviation radiative forcing in 2000: An update on IPCC (1999). *Meteorol. Z.* **14**: 555–561.
- Schmidt E., 1941: Die Entstehung von Eisnebel aus den Auspuffgasen von Flugmotoren. *Schriften der deutschen Akademie der Luftfahrtforschung* **H. 44**: 1–15.
- Shine K., 2005: Comments on contrails, cirrus trends, and climate. *J. Climate* **18**: 2781–2782.
- Slingo A., Hodges K. und Robinson G., 2004: Simulation of the diurnal cycle in a climate model and its evaluation using data from Meteosat 7. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **130**: 1449–1467.
- Stone D. und Weaver A., 2002: Daily maximum and minimum temperature trends in a climate model. *Geophys. Res. Lett.* **20**: 1356.
- Stordal F., Myhre G., Stordal E., Rossow W., Lee D., Arlander D. und Svendby T., 2005: Is there a trend in cirrus clouds due to aircraft traffic? *Atmos. Chem. Phys.* **5**: 2155–2162.
- Stuber N. und Forster P., 2006: Global contrail radiative forcing and the impact of diurnal variations of air traffic. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **6**: 9123–9149.
- Stuber N., Sausen R. und Ponater M., 2001: Stratosphere adjusted radiative forcing calculations in a comprehensive climate model. *Theor. Appl. Climatol.* **68**: 125–135.
- Travis D., Carleton A. und Lauritsen R., 2002a: Contrails reduce daily temperature range. *Nature* **418**: 601.
- Travis D., Carleton A. und Lauritsen R., 2002b: Jet aircraft contrails: Surface temperature variations during the aircraft groundings of September 11–13, 2001. In: *10th Conference on Aviation*. Portland, Oregon.
- Travis D., Carleton A. und Lauritsen R., 2004: Regional variations in U.S. diurnal temperature range for the 11–14 September 2001 aircraft grounding: Evidence of jet contrail influence on climate. *J. Climate* **17**: 1123–1134.

- Uppala S., Kallberg P., Simmons A., Andrae U., Bechtold V., Fiorino M., Gibson J., Haseler J., Hernandez A., Kelly G., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M., Beljaars A., Van De Berg L. und Bidlot J., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Met. Soc.* **131**: 2961–3012.
- Vose R., Easterling D. und Gleason B., 2005: Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophys. Res Lett.* **32**: L23822.
- Wild M., Ohmura A. und Makowski K., 2007: Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophys. Res. Lett.* **34**: L04702.
- Zwiers F. und Storch H., 1995: Taking serial correlation into account in tests of the mean. *J. Climate* **8**: 336–351.

Danksagung

An dieser Stelle soll all jenen gedankt werden, die im besonderen Maße zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben:

Mein Dank geht an **Herrn Prof. Dr. Robert Sausen** und **Herrn Prof. Dr. Roger Smith**, die mir das Bearbeiten einer Diplomarbeit am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt ermöglicht haben.

Spezieller Dank geht an **Herrn Prof. Dr. Robert Sausen** für die Leitung der Diplomarbeit und für zahlreiche hilfreiche Anregungen.

Ganz besonders möchte ich mich bei **Herrn Dr. Michael Ponater** für die intensive und gründliche Betreuung meiner Diplomarbeit bedanken, für seine Bereitschaft und Geduld Fragen und Unklarheiten meinerseits immer zu klären, für konstruktive Kritik und wertvolle Anregungen.

Des weiteren möchte ich mich bei **Herrn Dr. Klaus Peter Hoinka** für die Bereitstellung der Reanalysedaten des ECWMF (ERA-40) bedanken.

Ein weiteres Dankeschön geht an die **Kollegen des Abteilung 1** für die nette Arbeitssphäre und die vielen Kafferrunden.

Zum Schluss möchte ich noch ganz besonders meinen **Eltern** danken, die mich immer unterstützt und dieses Studium ermöglicht haben.

Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich meine Diplomarbeit mit dem Titel

**”Einfluss von Kondensstreifen und natürlicher Bewölkung auf den Tagesgang
der Temperatur”**

selbständig verfasst, sowie keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel
benutzt habe.

.....
(Simone Raith)